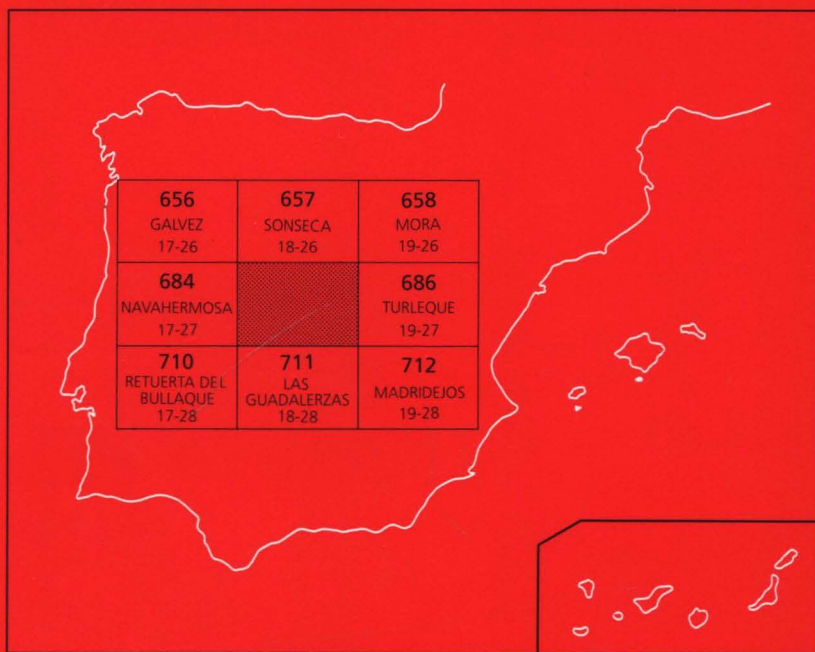




MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Segunda serie - Primera edición



LOS YÉBENES

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

LOS YÉBENES

Primera edición

MADRID, 1990

La presente Hoja y memoria han sido realizadas por la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas de Madrid durante los años 1986, 1987 y 1988 bajo normas, supervisión y dirección del Instituto Tecnológico GeoMinero de España (ITGE).

HAN INTERVENIDO:

- *Cartografía del Paleozoico*: Fernando Moreno Serrano (ITGE), Fernando Vázquez Guzmán, José María García de Miguel, Casilda Ruiz García (ETSIM, Madrid).
- *Cartografía del Terciario y Cuaternario*: Alfredo Pérez-González (Universidad de Zaragoza UCM).
- *Memoria*: Alfredo Pérez-González, Casilda Ruiz García y Fernando Vázquez Guzmán.
- *Sedimentología*: Cristino Dabrio González (Dpto. Estratigrafía UCM).
- *Tectónica*: Fernando Moreno Serrano (ITGE).
- *Petrología*: Casilda Ruiz García (ETSIM, Madrid).
- *Geoquímica*: Pilar Andonaegui Moreno (Dpto. Petrología y Geoquímica UCM).
- *Paleontología*: Dolores Gil Cid (Dpto. Paleontología UCM).
- *Edafología*: Juan Gallardo Díaz (Universidad Autónoma de Madrid).
- *Geomorfología*: Alfredo Pérez-González (Universidad de Zaragoza UCM).

Dirección y supervisión por el ITGE: Montserrat Trío Maseda.

Fotocomposición: Laxes, S.A.
Imprime: Gráficas Marte, S.A.
Depósito legal: M-42560-1991
NIPO: 232-89-010-6

INDICE

	<i>Páginas</i>
0. INTRODUCCION	5
1. ESTRATIGRAFIA	7
1.1. Paleozoico	7
1.1.1. Cámbrico	7
1.1.1.1. Calizas, dolomías y margocalizas del Cámbrico inferior (4)	7
1.1.1.2. Pizarras y grauvacas. Cámbrico inferior (5)	8
1.1.2. Ordovícico	10
1.1.2.1. Conglomerados, microconglomerados y areniscas (6)	10
1.1.2.2. Pizarras, areniscas y cuarcitas (7)	11
1.1.2.3. Cuarcita Armoricana (8)	13
1.1.2.4. Alternancia de cuarcitas y pizarras (9)	16
1.1.2.5. Pizarras negras (10)	19
1.2. Terciario	20
1.2.1. Plioceno	20
1.2.1.1. Conglomerados cuarcíticos y pizarrosos alternando con fangos arenosos rojos. Plioceno superior (11) ...	20
1.3. Cuaternario	21
1.3.1. Pleistoceno	21
1.3.1.1. Ortoconglomerados silíceos con encostramientos y costras calizas locales. Piedemonte de la Raña (12)	22
1.3.1.2. Ortoconglomerados y gravas silíceas con encostramientos y costras calizas locales. Abanicos y conos aluviales (13, 17, 20 y 22)	23

	<i>Páginas</i>
1.3.1.3. Gravas poligénicas con encostramientos y costras calizas locales. Terrazas fluviales (14, 16, 18, 19 y 21)	24
1.3.1.4. Derrubios cuarcíticos, suelos rojos y encostramientos calizos locales. Formaciones de ladera (15)	25
1.3.2. Holoceno	26
1.3.2.1. Fangos arenosos y gravas poligénicas. Fondos de valle (23)	26
1.3.2.2. Gravas y arenas cuarzo-feldespáticas. Coluviones y aluvial-coluvial (14 y 25)	26
1.3.2.3. Cantos y bloques cuarcíticos. Pedrizas (26)	27
1.3.2.4. Fangos arenosos. Zonas de drenaje deficiente (27)	27
2. TECTONICA	27
3. PETROLOGIA	39
3.1. Rocas plutónicas	39
3.1.1. Adamellitas (3)	39
3.1.1.1. Caracterización geoquímica de las Adamellitas	41
3.2. Rocas filonianas	47
3.2.1. Diques diabásicos (1)	48
3.2.2. Pórfidos graníticos (2)	48
3.2.2.1. Pórfidos granítico-adamellíticos	48
3.2.2.2. Pórfidos leucocráticos	49
3.3. Metasedimentos	49
3.3.1. Calizas, dolomías y margocalizas (4)	49
3.3.1.1. Mármoles calcodolomíticos	50
3.3.1.2. Mármoles calcosilicatados	50
3.3.1.3. Skarns	50
3.3.2. Pizarras y grauvacas (5)	50
3.3.3. Conglomerados, microconglomerados y areniscas (6)	51
3.3.4. Pizarras, areniscas y cuarcitas (7)	52
3.3.5. Cuarcita Armoricana (8)	53
3.3.6. Alternancia de cuarcitas y pizarras (9)	53
3.3.7. Pizarras negras (10)	53
3.4. Metamorfismos	54
3.4.1. Metamorfismo regional	54
3.4.2. Metamorfismo de contacto	54
4. GEOMORFOLOGIA	55
5. HISTORIA GEOLOGICA	58
6. GEOLOGIA ECONOMICA	60
6.1 Hidrogeología	60
7. BIBLIOGRAFIA	61

0. INTRODUCCION

La Hoja de Los Yébenes está situada al NE de los Montes de Toledo y, administrativamente, las zonas norte y este pertenecen a la provincia de Toledo y el resto a la de Ciudad Real. Los principales núcleos de población son Orgaz, en el extremo nororiental, y Los Yébenes, en el centro del borde orientado de la Hoja.

Está atravesada en dirección este-oeste, en su sector central, por la sierra de Los Yébenes y de el Castañar, con cotas comprendidas entre los 880 m y los 1.377 m del punto Amor. Estas sierras forman el límite natural de los Montes de Toledo y se elevan algunos centenares de metros sobre las tierras más bajas circundantes. La red de drenaje es relativamente densa, siendo los ríos principales el Algodor y el Milagro, que drenan divergentemente, junto con sus arroyos afluentes, el amplio corredor formado entre las sierras de Los Yébenes-el Castañar y las Guadalerzas. La vertiente septentrional, menos húmeda, está avenada por numerosos arroyos (Carboneros, Guajaraz, de la Dehesa, Riansares, etc.) que con dirección N-S o NNE recorren el territorio hasta confluir con el río Tajo o el Algodor, por sus márgenes izquierdas.

Dada la distribución de la topografía de la Hoja, existe un cierto contraste altitudinal de los valores medios anuales de la temperatura (12° a 15° C) y la precipitación (400 a 600 mm), aunque siempre dentro de un régimen de marcada estacionalidad donde los meses de junio a septiembre son los más secos y calurosos del año.

Los recursos económicos corresponden principalmente a la agricultura de secano del cereal, olivar y viñedo. En los últimos años se han instalado explotaciones agrícolas de regadío, represando las aguas superficiales, en la cuenca del río Milagro, y existen también pequeñas huertas regadas por el acuífero superficial del saprolito granítico. Esta economía está complementada con algunas industrias de transformación agroalimentaria y con la caza mayor, que da vida al sector terciario.

Geológicamente está incluida dentro de la zona Centro Ibérica (en el sentido de JULIVERT y otros, 1977), presentando los rasgos petrológicos y estructurales propios de la misma.

La mitad septentrinal está ocupada por parte del gran batolito granítico de Sonseca, orlado por una banda de metamorfismo de contacto que afecta a los materiales cambro-ordovícicos, que corresponden al flanco sur del gran anticlinorio de Sonseca-Navahermosa, los cuales cruzan la Hoja en dirección E-O. Los materiales más recientes son siempre de naturaleza silíceas y de texturas gruesas. Se adosan al pie de las sierras con morfología de piedemontes al igual que ocurre en el tercio meridional, que aparece cubierto casi en su totalidad por estos sedimentos de edad plioceno superior y cuaternario, fosilizando las pizarras del Landeilo, correspondientes al sinclinorio de Los Yébenes, salvo algunos afloramientos aislados. Se han cartografiado además pequeñas manchas de depósitos de posible edad pliocena que no parecen tener relación con los materiales sedimentarios terciarios de la cuenca manchega, que comienza en la terminación oriental del sinclinorio de Los Yébenes.

Ya dentro del ámbito de la Hoja se localiza el sinclinorio de El Castañar, el anticlinal de la Rinconada, el anticlinal de la Sierra de la Estrella y el sinclinal de Marjaliza. Los metasedimentos paleozoicos ocupan, por tanto, una extensión relativamente restringida, por lo que no se ha podido establecer una estratigrafía precisa para las diferentes formaciones, con excepción de la Cuarcita Armoricana. No obstante, los mismos afloramientos han proporcionado algunos datos de índole estructural que permiten establecer algunas conclusiones y correlaciones en relación con las fases de deformación hercínica, dentro de la Hoja y a escala de la cadena.

Como antecedentes bibliográficos cabe destacar los trabajos de LOTZE, F. (1956 y 1961) y sus discípulos sobre los rasgos estratigráficos y tectónicos del Paleozoico inferior y Precámbrico terminal de los sectores oriental y meridional de los Montes de Toledo. LOTZE (o. c.) establece, para las series clásticas inferiores de la Cuarcita Armoricana, la existencia de dos discordancias. Trabajos posteriores, SAN JOSE LANCHAS (1969); BOUYX (1970); APARICIO (1971); TAMAIN (1972); MARTIN ESCORZA (1974 y 1977), y MORENO (1976 y 1977), establecen una discordancia en la base de las series cuarcíticas. Aunque CAPOTE y HERNANDEZ (1971), y ROIZ (1979) detectan la existencia de las dos discordancias citadas para las zonas orientales de los Montes de Toledo y Sierra Morena.

Respecto a la deformación hercínica, APARICIO (1971), define dos fases de deformación que con posterioridad MARTIN ESCORZA (1974), las invierte cronológicamente.

MORENO (1977), define una última fase tardía correlacionable con la segunda fase de APARICIO (o. c.) y que a su vez corresponde a la establecida por VEGAS y ROIZ (1979), y JULIVERT *et al.* (1983). En esta misma línea están los trabajos correspondientes a las hojas geológicas de los autores siguientes: LEON *et al.* (1981); MONTERO (1981); NOZAL (1981, 1982 y 1986); MORENO y GOMEZ (1985), y MARTIN (1986).

En cuanto al Terciario y Cuaternario, los datos anteriores son mucho más escasos y en la mayoría de las ocasiones recogen informaciones puntuales o de carácter más regional. Son de señalar, a pesar de su antigüedad, los trabajos de E. HERNANDEZ-PACHECO (1911 y 1929) y GOMEZ DE LLANERA (1916 y 1923), que dan una primera visión fisiográfica y de la constitución de las formaciones superficiales de la región. En los años cuarenta hay un cierto interés por los aspectos geomorfológicos de la llamada meseta toledana. La génesis de los Montes Islas, de sus depósitos asociados y las relaciones de la meseta de Toledo con las superficies de erosión que se desarrollan en la Cuenca Terciaria del Tajo son motivo de

diversos artículos de VIDAL BOX (1944) y ALIA MEDINA (1945 y 1947). MUÑOZ (1976) publica su tesis sobre Montes de Toledo, estudio geográfico integrado, y diferentes autores, en estos años, empiezan a preocuparse por la génesis del relieve toledano, principalmente MOLINA Y ALEIXANDRE (1978), MOLINA (1980), MOLINA *et al.* (1986), VAUDOUR (1979), PEREZ-GONZALEZ (1982) y HERRERO MATIAS (1988), que presenta una cartografía geomorfológica de Toledo-Sonseca, a E. 1:50.000, con Memoria acompañante.

1. ESTRATIGRAFIA

La Hoja geológica de Los Yébenes comprende tres conjuntos estratigráficos separados por dos discordancias. El primero de ellos corresponde a los materiales del Cámbrico inferior, escasamente representados en afloramientos aislados. La discordancia sárdica da paso a las series cuarcíticas y pizarrosas del Ordovícico inferior y medio. Por último, los sedimentos pliocenos y pliocuaternarios (Raña) y diversos recubrimientos cuaternarios se apoyan de forma discordante sobre todo lo anterior. Seguidamente se realiza la descripción de los diferentes tramos diferenciados en la cartografía y leyenda de la Hoja.

1.1. PALEOZOICO

Los materiales paleozoicos se localizan en una banda central con dirección E-O y corresponden a los materiales carbonatados y pizarroso-grauváquicos del Cámbrico inferior y a las series cuarcítico-pizarrosas del Ordovícico basal y medio.

1.1.1. Cámbrico

1.1.1.1. Calizas, dolomías y margocalizas del Cámbrico inferior (4)

Dichos materiales aparecen en forma de afloramientos aislados y con escasa continuidad lateral, aunque manteniendo siempre un cierto paralelismo y proximidad con las series cuarcíticas del Ordovícico inferior. Los pequeños afloramientos calizos se sitúan, en todos los casos, muy próximos o en contacto con las rocas graníticas, razón por la cual aparecen transformados por metamorfismo de contacto en *skarns* o bien en mármoles y calizas macrocristalinas. De esta manera se han borrado la mayor parte de las estructuras sedimentarias, conservándose tan sólo algunas laminaciones correspondientes a niveles más detríticos. Dichas circunstancias imposibilitan el estudio estratigráfico y sedimentológico de esta formación. Su edad solamente es deducible mediante correlación con otras localidades de los Montes de Toledo, donde estas capas aparecen en una posición estratigráfica similar.

Así, al N de la zona de estudio, APARICIO y GIL CID (1972) dan una edad Marianiense-Bilbiliense (Cámbrico inferior alto) para la serie pizarrosa («serie verde») en la que aparecen incluidos diversos tramos carbonatados. Posteriormente, la serie de Los Navalucillos ha pasado a ser la localidad tipo para esta formación en los Montes de Toledo. En dicha localidad, PEREJON *et al.* (1976) y GIL CID *et al.* (1976) obtuvieron una edad análoga en base a arqueociatos, en el primer caso, y a diversos restos de trilobites de la base de la

formación, en el segundo. Posteriormente, dicha edad ha sido objeto de revisión por resultar excesivamente reciente y de difícil correlación con las obtenidas para la misma formación, en el conjunto del Macizo Hespérico.

1.1.1.2. *Pizarras y grauvacas. Cámbrico inferior (5)*

A techo de las calizas marmorizadas y masas de *skarns*, se han localizado diversos afloramientos aislados entre sí y desconectados, en todos los casos, de las calizas infrayacentes. Por su situación entre las calizas y la discordancia de la base del Ordovícico pueden considerarse como un Cámbrico inferior. Dichos tramos están muy poco representados en los Montes de Toledo, dado que la discordancia Sárdica profundiza de forma progresiva sobre dicha serie cámbrica, de norte a sur, de forma que al SO de Los Navalucillos falta ya la formación carbonatada e incluso los niveles más bajos del Cámbrico (MORENO, 1977). Dicha circunstancia, junto con los extensos canchales que cubren casi siempre los tramos inferiores y próximos a las series del Ordovícico basal, hace que hasta la fecha no se haya realizado una estratigrafía detallada del tramo en cuestión. Tan sólo MARTIN ESCORZA (1974 y 1976) y LEON *et al.* (1981) realizan diversas series esquemáticas en zonas colindantes con ésta: Urda y Las Guadalerzas. En ambas localidades dicha sucesión aparece como una serie pizarrosa, con grauvacas y niveles carbonatados, estos últimos más abundantes cerca del contacto con la formación carbonatada. Hacia techo, y hasta la discordancia Sárdica, la serie se hace progresivamente cuarcítica y arenosa. Al N de la Hoja, APARICIO (1971) y APARICIO y GIL CID (1972) aportan, asimismo, una columna general del conjunto de la serie del Cámbrico inferior, denominada por el primer autor como «serie verde» y en la que los niveles calizos no aparecen agrupados en un tramo principal, sino en cinco niveles intercalados en dicha serie.

En la zona de Los Navalucillos y Los Navalmorales, ZAMARREÑO *et al.* (1976) y MORENO (1977) definen la formación Soleras, correspondiente a las capas superiores a la formación carbonatada y donde presenta, de forma análoga a las localidades anteriores, un tramo inferior pizarroso con algún nivel de carbonatos y de limolitas, continuando con un tramo superior con bancos de areniscas.

Las dataciones en dichas series son igualmente escasas. WEGGEN (1955) señaló el hallazgo de trilobites en el tramo arenoso superior aflorante en las inmediaciones de los Cortijos de Malagón, correspondientes, según este autor, a una edad Cámbrico inferior (medio-alto). Sin embargo, y hasta la fecha, dicho hallazgo y yacimiento no ha podido ser localizado por los diferentes autores que han trabajado en la zona. Posteriormente, MARTIN ESCORZA (o. c.) encuentra restos de trilobites en la zona de Urda, indicadores de una edad Marianien-se-Bilbiliense, análoga, por tanto, al descubrimiento de APARICIO y GIL CID (o. c.) en los afloramientos más septentrionales de los Montes de Toledo (Pico de Nuez).

Dentro de la Hoja no se han localizado restos fosilíferos que permitan confirmar su edad, la cual ha sido deducida en función de la posición estratigráfica que ocupan dichos niveles. Por otro lado, la extensión y calidad de sus afloramientos no permite establecer una columna global de la serie. El afloramiento más relevante se sitúa en el paraje de la Rinconada, donde, bajo la pudinga de la base del Ordovícico inferior, afloran unos cien metros de serie pizarrosa y grauváquica.

La sucesión consiste en un mínimo de 70 a 90 m de pizarras oscuras, de areniscas (cuarcitas) de grano fino y de limolitas, ricas en fragmentos de roca y con algunos restos oxidados de pirita. La serie que se ha levantado es forzosamente esquemática, pues la esquistosidad, que se dispone oblicua a la estratificación, ha deformado intensamente la estructura interna de las capas. A pesar de todo, se observan megasecuencias estrato y grano crecientes entre los metros 32 y 37 (ver información complementaria) y algunas estructuras internas, entre las que destacan laminación paralela y cruzada.

La serie se levantó en las proximidades de un pequeño embalse que hay al S de la pista que sigue al Arroyo de San Martín, cerca de la Fuente del Roble. Parte de la sucesión queda al S del arroyo y el resto al N, por lo que en la columna se indica con un asterisco el punto de cruce del arroyo, justo en la cola del embalse, como punto de referencia.

El muro de la sucesión no se observa, entre otras cosas, por estar muy cubierto, por lo que la potencia que se ofrece es la mínima visible que se extiende, por lo menos, 10 m por debajo de lo levantado.

El techo es un poco dudoso en este sector, pues el conglomerado basal del Ordovícico basal no aflora muy bien. Como la parte alta de la serie está muy cubierta y no permite un levantamiento fiable, no se ha representado, pero debe tenerse en cuenta que quedan todavía al menos 30 ó 40 m sobre lo dibujado.

A partir de los datos litológicos y secuenciales disponibles, y por comparación con materiales de facies similares, se propone un ambiente marino somero de plataforma, rico en materia orgánica, que confería condiciones reductoras al sustrato sedimentario. El agente dinámico principal era el oleaje que apilaba la arena en barras, representadas actualmente por cuarcitas de grano fino dispuestas en bancos decimétricos de morfología ondulada o ligeramente lenticular con longitudes de onda del orden de los 2 a 3 m. La estructura interna es laminación paralela, estratificación cruzada *hummocky* dudosa y, a techo de los bancos, laminación cruzada de *ripples* de oscilación y *ripples* de interferencia (poligonales) visibles en las superficies de estratificación (por ejemplo, metros 33 y 34).

Mecanismos genéticos de este tipo se han invocado en otros puntos de los Montes de Toledo: Portero y Dabrio (1988) reconocen la acción del oleaje de tormentas en las series del Tremadoc (Serie Púrpura o Capas Intermedias), del Arenig-Llanvirn (Capas de Pochico) y del Llandeilo (Areniscas de los Rasos, donde ya fueron citadas por BRENCHLEY *et al.* (1986) con el nombre de Formación de Monte da Sombadeira), entre otras.

Para el conjunto de la Hoja es prácticamente imposible conocer el espesor total del tramo en cuestión dada la escasez de afloramientos. Tan sólo podría aventurarse una cifra en torno a los 500 ó 600 m.

Las investigaciones de LOTZE (1956 y 1961), en relación con las series clásticas inferiores a la Cuarcita Armoricana, establecen la existencia de dos discordancias. La más antigua, designada por este autor como discordancia Toledánica, separaba las series del Cámbrico inferior de las series clásticas inferiores a dicha cuarcita. La segunda discordancia ponía en contacto dichas series clásticas con la Cuarcita Armoricana. Para este autor, esta última se manifestaba en toda la rama Galaico-Castellana, razón por la cual fue designada como discordancia Ibérica.

Sin embargo, numerosos trabajos posteriores (SAN JOSE LANCHAS, 1969; BOUYX, 1970; APARICIO, 1971; TAWAIN, 1972; MARTIN ESCORZA, 1974 y 1977; MORENO, 1976 y 1977, etc.) establecen claramente la existencia de una única discordancia en la base de las series cuarcíticas, así como el carácter concordante, en relación con las mismas, de la Cuarcita Armoricana. No obstante, hay que señalar que en los sectores más orientales de los Montes de Toledo y Sierra Morena, CAPOTE y HERNANDEZ ENRILE (1971) y ROIZ (1979), detectan la existencia de las dos discordancias mencionadas. Por todo ello, hay que concluir que la discordancia más baja (Toledánica) definida por LOTZE (o. c.), es la que está siempre presente y no es exclusiva de los Montes de Toledo, designándose últimamente como discordancia Sárdica por estar relacionada con dicha fase tectónica. Sin embargo, la discordancia superior queda restringida exclusivamente al extremo oriental de la zona Centro-Ibérica y no presenta la entidad regional que le atribuyó este último autor.

En la Hoja de Los Yébenes, y en relación con este tema, se da la situación mantenida por el grupo de autores ya mencionado. Es decir, presencia de una única discordancia en la base de las series clásticas, la cual, en este caso, aparece como una paraconformidad, al menos en el paraje de La Rinconada, donde las capas superiores e inferiores a la discordancia presentan un marcado paralelismo.

1.1.2. Ordovícico

1.1.2.1. Conglomerados, microconglomerados y areniscas (6)

En todo el ámbito de los Montes de Toledo las series cuarcíticas del Ordovícico basal suelen comenzar con unos tramos de pudingas y brechas cuarcíticas con desarrollo y facies variables. En algunos casos falta dicho conglomerado y el paso a la serie superior puede presentarse como aparentemente gradual.

Dentro de la Hoja, al no apreciarse una discordancia angular entre el Ordovícico y el Cámbrico inferior, dicho nivel ha permitido al menos separar ambos conjuntos.

Los mejores afloramientos se localizan también en La Rinconada, donde aparecen unos 25 m de serie con areniscas cuarzosas de grano grueso, estratificadas en bancos de hasta 1 m de espesor, algunos de los cuales presentan abundantes clastos de cuarzo, cuarcita y pizarra, inmersos en la matriz arenosa. Los niveles conglomeráticos se concentran preferentemente en dos horizontes situados en la base y en el techo del tramo en cuestión.

En la mitad oriental de la Hoja, y pese a que los afloramientos son mucho más restringidos, parece producirse un cambio lateral de facies, en el que los niveles conglomeráticos pasan a capas y bancos de areniscas cuarzosas de color ocre. Así, al S de Arisgotas (Fuente del Zarlejo) pueden observarse los tramos basales equivalentes al conglomerado de La Rinconada, donde se presentan en forma de bancos de areniscas ocreas con lentejones conglomeráticos discontinuos incluidos en dichos bancos. Hacia el E (Casa de los Montecillos) los mismos bancos de areniscas aparecen ya desprovistos de cantos. Por tanto, y para el conjunto de la Hoja, las capas conglomeráticas de la base del Ordovícico experimentan un cambio lateral de facies, pasando hacia el E a capas y bancos de areniscas ocreas.

La atribución de dichos niveles al Ordovícico inferior queda justificada en el apartado siguiente.

1.1.2.2. Pizarras, areniscas y cuarcitas (7)

La sucesión aparece expuesta en la Sierra de El Castañar, pero el recubrimiento de monte bajo y el hecho de que la serie aparezca profundamente afectada por esquistosidad y microplegado, impiden llevar a cabo un levantamiento adecuado en el que basar una interpretación sedimentaria detallada.

La serie tiene un espesor de alrededor de 700 u 800 m, pero es difícil precisarla por el estado del afloramiento.

En vista de las condiciones tan desfavorables, se buscaron otros puntos donde la observación fuera más fiable. Estos puntos se sitúan al N de la Sierra de Los Yébenes y consisten en cortes parciales en la cota 953, que se encuentra unos 500 m al O del km 4 de la carretera de Arisgotas a Marjaliza y en el corte de la carretera de Orgaz a Los Yébenes, en las cercanías del km 109. Las posiciones estratigráficas pueden referirse, *grosso modo*, a la sucesión esquemática de la Sierra de El Castañar: el corte de la cota 953 es correlacionable con los niveles areniscos (cuarcíticos) de la parte inferior de la serie (aproximadamente hacia el metro 150 a 200), mientras que la del km 109 es más alta y se sitúa en las proximidades del contacto con la Cuarcita Armoricana, es decir, equivaldría al intervalo correspondiente a los metros 700 a 800.

La cota 953 es un cerro que se sitúa unos 500 m al O-NW del km 4 de la carretera de Arisgotas a Marjaliza. Forma parte de una alineación de crestas paralela a la Sierra de Los Yébenes, que coincide con los afloramientos de varios bancos cuarcíticos más resistentes a la erosión de los materiales pizarrosos en los que se engloban. Estos últimos están muy mal expuestos y no pueden estudiarse adecuadamente.

Este corte parcial permite observar las estructuras internas de los cuatro bancos cuarcíticos diferenciados y esbozar una interpretación sedimentaria que aclare su génesis.

El banco 1, de unos 10 m de potencia, está formado por cuerpos de arenisca (hoy cuarcita) de morfología lenticular convexa hacia arriba que se apilan compensando las irregularidades producidas por su desigual desarrollo. Las superficies de *inter-set* son erosivas y escavan los sedimentos del *set* infrayacente, rellenándose después las depresiones por nuevos cuerpos que migran a partir de estos relieves y produciendo una especie de superficie de reactivación. Se interpretan como barras arenosas de plataforma siliciclástica bajo la acción del oleaje.

El banco 2 está formado por estratificación cruzada en la parte inferior y por laminación paralela y cruzada de bajo ángulo en la media y superior. La primera se interpreta como apilamiento de *megaripples* que forman barras de mediana escala (unos 70 a 100 cm de altura) y el resto como barras arenosas en zonas de oleajes de alta energía en ambiente de plataforma.

El banco 3 está formado por *sets* de 70 a 100 cm de espesor, de potencia irregular y

variable lateralmente, correspondiente a barras cuyas morfologías se compensan, formadas por oleajes de tormenta.

El banco 4 es el menos potente y peor expuesto de todos. Consiste en 1,5 m de areniscas con estratificación cruzada en surco de pequeña a mediana escala. Se interpreta como un apilamiento de *megaripples* en la plataforma.

La sucesión del km 109 aflora en el corte de la carretera, cerca de la gran curva donde se emplaza el mojón kilométrico 109, y se puede seguir con cierta facilidad durante una cincuentena de metros.

Está constituida por pizarras con intercalaciones cuarcíticas (originalmente areniscas de grano fino a medio). Los bancos cuarcíticos son de morfología tabular o lenticular que refleja, aproximadamente, la estratificación cruzada *hummocky*, que muestran en su interior (por ejemplo, en los niveles situados en los metros 17 y 23 de la serie). En varios puntos las capas aparecen amalgamadas (metros 6, 8, 17, 22,5, ...).

Las estructuras sedimentarias del interior de las capas son, sobre todo, laminación paralela, estratificación cruzada *hummocky* y laminación cruzada generada por migración de *ripples* de oscilación. Localmente aparece estratificación cruzada de aspecto tabular (metro 18) y estratificación cruzada de bajo ángulo (metros 24, 27 y 28). Estas estructuras sedimentarias se organizan en secuencias de potencia centimétrica a decimétrica, definidas por registrar una disminución de la energía ambiental hacia el techo (secuencias positivas). Las más frecuentes son:

- 1) Laminación paralela → laminación cruzada de *ripples* de oscilación (por ejemplo, en los metros 1, 5 y 20),
- 2) Estratificación cruzada *hummocky* → laminación cruzada de *ripples* de oscilación (por ejemplo, en los metros 22 a 24), y
- 3) Laminación paralela → estratificación cruzada *hummocky* → laminación cruzada de *ripples* de oscilación (metro 18).

A partir de estos datos se interpretan como depósitos de plataforma marina somera, lutítica, con aportes arenosos movidos por el oleaje de tormentas del tipo de las resacas de tormenta o *storm surge ebb*. Las secuencias menores de energía decreciente evidencian la amortiguación progresiva de la energía del oleaje sobre el fondo después de la importante remoción de sedimento y la erosión parcial del fondo, que llevan aparejadas las olas de grandes longitudes de onda que se producen durante las tormentas.

En los períodos de buen tiempo, o cuando las tempestadas son menos violentas, el oleaje afecta muy poco o nada a los depósitos lutíticos del fondo. Las modificaciones postsedimentarias (compactación y esquistosidad) han impedido hasta el momento realizar un estudio detallado de estos materiales de grano fino.

Una representancia esquemática de esta serie figura en el mapa de la Hoja.

Inicialmente, estas series cuarcíticas, inferiores a la Cuarcita Armoricana de los Montes de Toledo, fueron consideradas como Cámbrico superior: LOTZE (1956 y 1962), SAN JOSE

(1969), BOUYX (1970), APARICIO (1971), SAN JOSE LANCHI *et al.* (1974). Posteriormente, MORENO *et al.* (1976) dataron dichas capas como Tremadoc, en base a la presencia de los icnofósiles: *Cruziana furcifera* D'Orb y *C. gulfussi* (Ruvalcaba), característicos del Ordovícico inferior. En la zona de Navas de Estena estos últimos autores encontraron, además, en los tramos más altos de la serie, *C. rugosa* D'Orb, la cual era considerada como característica ya del Arenig, aunque coexistiendo con las otras dos especies.

No obstante, hay que tener en cuenta que las dataciones basadas en especies de icnofósiles están experimentando una continua revisión. La atribución de dichas capas al Tremadoc, por determinados autores, deriva no sólo de su contenido en icnofósiles, sino también de su paso gradual a la Cuarcita Armoricana; sin embargo, actualmente se considera Ordovícico basal.

1.1.2.3. Cuarcita Armoricana (8)

Estas capas constituyen el nivel guía más destacable del Macizo Hespérico y con una mayor incidencia en su morfología y paisaje. Se trata de una sucesión de cuarcitas muy puras (ortocuarcitas), de color blanco-rosado, estratificadas en gruesos bancos agrupados en tramos de 10 a 30 m, entre los cuales se intercalan otros tramos de capas finas, también cuarcíticas, normalmente cubiertas por derrubios y vegetación.

Tanto el techo como el muro de esta formación presentan un paso gradual a las alternancias superiores e inferiores. Dentro de la Hoja puede observarse cómo el tramo de gruesos bancos de cuarcitas pasa de W a E a incluirse en las alternancias superiores, distanciándose estratigráficamente de la formación cuarcítica hasta acuñarse y desaparecer. Así pues, se da una cierta interdentación entre la Cuarcita Armoricana y las series supra e infrayacentes, de manera que los contactos que delimitan dicha formación en algunos casos son oblicuos a las capas.

Su edad viene considerándose tradicionalmente como Arenig, en base también a su contenido en icnofósiles. En el muro de las capas más delgadas pueden encontrarse Cruzianas, características de este piso, junto con otras pistas menos específicas: *Rosophycus Dae-dalus*, etc.

En el Puerto de Marjaliza (repetidor de comunicación) se ha realizado una serie detallada de los tramos medios de esta formación, en cuyo lugar aparecen volcados al S. A pesar de la existencia de dos fracturas de desgarre en dirección NNE-SSW, como la mayor parte de la serie se sitúa en un mismo labio de estas fallas, la misma se considera fiable.

La Cuarcita Armoricana presenta varios tramos cuarcíticos, alguno de ellos bastante potente y de aspecto masivo (metros 65 a 85), pero en general incluye intercalaciones pizarrosas o de arenisca de grano fino a muy fino. Estas litologías forman megasecuencias de escala métrica a decamétrica y de carácter normalmente estrato y granocreciente hacia el techo que se interpretan como el resultado de la migración de barras arenosas (facies S) en una plataforma siliciclástica marina somera, movidas probablemente por corrientes mareales. Las pruebas a favor de este agente dinámico no son muy fuertes, salvo la aparición de paleocorrientes prácticamente opuestas (hacia el NW y hacia el SE, pero que no forman

las clásicas estratificaciones cruzadas de tipo *herringbone*) y la comparación con series similares levantadas en otros puntos de los Montes de Toledo.

Los niveles que separan los bancos cuarcíticos mayores están caracterizados sobre todo por areniscas de grano fino a muy fino y por mayores contenidos de lutitas (pizarras), que llegan a formar facies heterolíticas (facies H) e incluso intervalos de arcillas (facies M transformadas hoy día en pizarras). En estos materiales dominan las estructuras generadas por el oleaje: laminación paralela, estratificación cruzada *hummocky* y laminación cruzada de *ripples* de oscilación que suelen asociarse, formando en cada banco una secuencia de escala centi a decimétrica de energía decreciente a techo. Estos bancos se formaron por la acción del oleaje de tormentas en áreas de la plataforma no colonizadas directamente por las barras arenosas. Por ello se interpretan como depósitos de zonas de interbarra, como se indica de modo esquemático en la figura 1.

Estos modelos genéticos se han aplicado anteriormente para interpretar algunas sucesiones Ordovícicas de la zona de Ossa-Morena, al SE de Badajoz, tales como la Unidad de Alange (APALATEGUI *et al.*, *in lit.* MAGNA, IGME-INGEMISA).

Por otra parte, en la trinchera de la carretera de Orgaz a Los Yébenes, donde se corona el Puerto de Los Yébenes (km 109,500), aflora una sucesión bien expuesta de unos 50 m de espesor de la Cuarcita Armoricana. Consiste en una alternancia de bancos de cuarcita más o menos masivos, cuya estructura interna no se ha podido observar a causa de la recristalización y otros procesos post-sedimentarios, lo cual impide precisar adecuadamente la génesis. Los tramos heterolíticos (constituídos por alternancias de arena y lutita) aparecen muy afectados por la esquistosidad y el microplegado, que enmascaran por completo la estructura interna primaria original. No obstante, se reconocen con cierta frecuencia morfologías asimilables a laminación lenticular del tipo de la generada por la migración de *ripples* en ambientes lutíticos pobres en arena (*starved ripples*).

Los niveles cuarcíticos más importantes están formados por tres tipos de bancos:

- Estratos que superan individualmente el metro de espesor (por ejemplo, metros 20 a 22 y 37),
- Sucesiones de bancos amalgamados de espesor decimétrico (30 a 50 cm) que, probablemente, representan antiguos *sets* de estratificación cruzada (metros 30 a 34), y
- Sucesiones de bancos cuarcíticos con interniveles pizarrosos que originalmente correspondían a facies heterolíticas con predominio de la fracción arenosa (metros 2 a 8, 25 a 28, etc.).

Con sólo estos datos, es difícil establecer una interpretación sedimentaria para estos materiales a causa de las profundas modificaciones de la estructura interna de las capas producidas por los procesos postsedimentarios, pero por comparación con otras sucesiones de la Cuarcita Armoricana, puede pensarse en un medio marino somero, de plataforma silici-clástica, donde se acumulaban barras de arena. Estas barras corresponden actualmente a niveles de cuarcita de estructura interna irreconocible, pero probablemente compleja.

El agente dinámico responsable de la acumulación de arena es incierto a causa de la pobreza

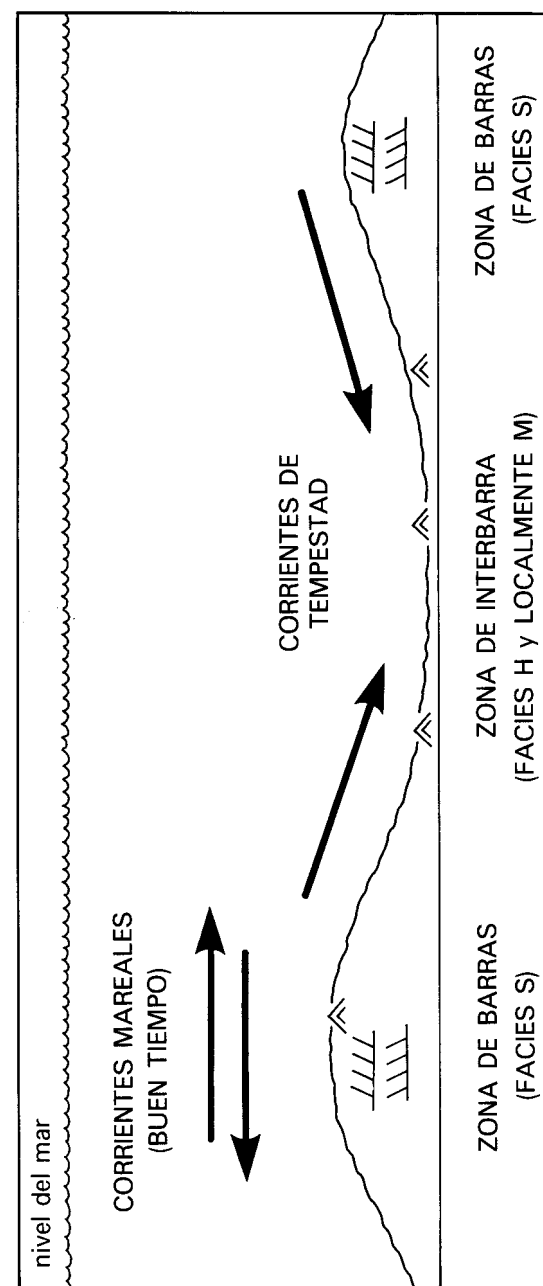


FIG. 1 Modelo conceptual de los procesos sedimentarios y de las facies resultantes durante el depósito de las barras de arena de la Cuarcita Armoricana en los Montes de Toledo.

de las estructuras internas. En otros puntos de la Hoja (Puerto de Marjaliza) y, en general, de los Montes de Toledo meridionales (entre Herrera del Duque y Ciudad Real) se ha podido determinar que, muy probablemente, se trataba de corrientes mareales con retoque de oleajes de tempestad.

Las facies heterolíticas que se intercalan en la serie, se interpretan como depósitos de las áreas situadas entre unas barras y otras, donde llegaba la arena movida por las tormentas y formaba capas de espesor centimétrico (e incluso decimétrico) cuya morfología parece evidenciar su génesis por movimientos oscilatorios.

1.1.2.4. *Alternancia de cuarcitas y pizarras (9); cuarcitas diferenciadas (9a)*

Dicho tramo presenta también un paso gradual a la Cuarcita Armoricana en su base y a las pizarras del Llanvirn-Llandeilo, en su techo, de forma que, en su conjunto, puede considerarse como una megasecuencia positiva y progresivamente pizarrosa hacia techo.

En la base de las capas son frecuentes las pistas de Cruzianas, indeterminables en la mayor parte de los casos. En el techo pueden observarse porciones desorganizadas por bioturbación de *skolithus*.

Los niveles de cuarcitas han sido diferenciados en aquellas zonas en que ha sido posible, como en la falda S de la zona occidental de la Sierra de Los Yébenes.

En los afloramientos comprendidos dentro de la Hoja no se han encontrado fósiles clasificables. Sin embargo, en otras localidades (Navas de Estena, etc.) los mismos niveles han proporcionado fauna de *graptolites*, *sanguinolites*, etc., que han permitido su atribución al Arenig-Llanvirn. Igualmente, y en lugares próximos a esta zona (Hoja de Las Guadalerzas, LEON *et al.*, 1981) los mismos niveles suministraron una fauna de bivalvos sabulícolas determinados, como *Deceptrix ciare* (SHARPE, 1853), *Babinka prima* (BARRANDE, 1881), *Nuculites aff acuminatus* (BARROIS, 1891), atribuibles al Llanvirniense inferior.

En el Puerto de Marjaliza este tramo aparece volcado al S y repetido por una falla inversa, habiéndose realizado una columna estratigráfica detallada en las capas correspondientes al bloque superior de dicha repetición tectónica.

La alternancia de cuarcitas y pizarras presenta unas características litológicas diferentes a las anteriores, pues la proporción de lutitas y areniscas (= pizarras/cuarcitas) es mucho más elevada y el espesor de las capas de tamaño de grano arenas es mucho menor. Desde el punto de vista de las estructuras sedimentarias primarias y de su organización es bastante parecida a los tramos infrayacentes interpretados como facies de interbarras y también a las alternancias del Ordovícico basal, por lo que se le supone una génesis parecida. Se trataría de depósitos de plataforma marina somera lutítica con llegadas esporádicas de arena traída por corrientes generadas por el oleaje de tormentas. Ocupa, pues, una posición más distal con respecto a las fuentes de arena y a las zonas de mayor energía (que habitualmente suelen considerarse más someras, aunque con muchas reservas) que las barras areniscosas del término 5. El cambio de una a otra puede deberse a un ascenso relativo del nivel del mar, que desplazó lateralmente los depocentros de arena. Ello refuerza

la idea de que estos materiales heterolíticos tienen equivalentes laterales areniscosos que formarían barras de facies similares a las de la Cuarcita Armoricana, de modo que ésta y sus equivalentes serían claramente diacrónicas, como se observa en la figura 2.

En el km 6,500 de la carretera de Arisgotas a Marjaliza afloran potentes bancos de cuarcitas que ocupan la posición estratigráfica más alta dentro de las alternancias de cuarcitas y pizarras.

La serie aparece invertida, como se deduce fácilmente de varios criterios de polaridad de capas basados en diversas estructuras sedimentarias primarias del interior de los estratos (sobre todo, laminación y estratificación cruzadas).

La serie comprende dos partes: la inferior es de predominio areniscoso con cuarcitas en bancos decimétricos a métricos (facies S) y la superior es rica en lutitas (pizarras) y puede definirse como de facies heterolíticas (H) y, localmente, lutíticas (M).

La interpretación sedimentaria es similar a la invocada para los materiales infrayacentes (serie del Puerto de Marjaliza): se trata de depósitos marinos de plataforma siliciclástica dominada por el oleaje, cuya acción desencadenaba corrientes capaces de acumular barras arenosas. Las estructuras sedimentarias primarias son propias de este agente y no se encuentran ni los *sets* tabulares potentes (40 a 60 cm, e incluso más, de espesor individual) ni la bipolaridad de direcciones de paleocorrientes que se encontraba en la Cuarcita Armoricana (metros 0 a 98 de la columna anterior). Así pues, aunque a primera vista parecen similares ambos tipos de bancos cuarcíticos, su génesis fue distinta como lo fueron los procesos de transporte y depósito de la arena que los originó.

Estas diferencias que se han expuesto son normales entre la Cuarcita Armoricana y las alternancias suprayacentes (Capas Pochico y similares) de otros puntos de los Montes de Toledo (PORTERO y DABRIO, 1988), por lo que no deben considerarse anómalas.

El tramo correspondiente al paso gradual a las pizarras negras del Llanvirn-Llandeilo, dentro de la Hoja, aparece siempre cubierto por depósitos Cuaternarios y, en consecuencia, no puede evaluarse el espesor total del tramo, el cual puede superar los 300 m.

Los bancos de cuarcita presentan los fósiles siguientes:

— Muestra D.G. 18-27 (9605)

Cruziana sp.
Rusophycus sp.
Monomorphichnus sp.
Scolithos sp.
Phycodes? sp.
Edad: Arenig.

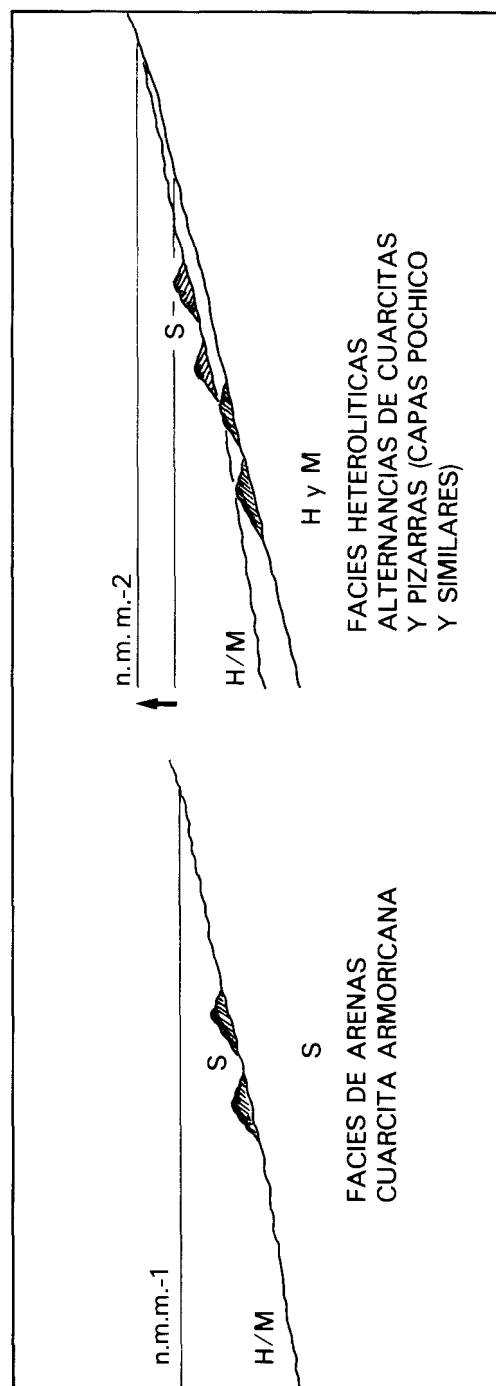


FIG. 2 Efectos de los cambios relativos del nivel del mar sobre los depocentros de arenas en una plataforma siliciolítica. Las barras de arenas se desplazan hacia tierra firme adaptándose a las nuevas condiciones energéticas y batimétricas. Las facies arenosas resultantes son claramente diacrónicas y se extienden hacia el continente a medida que progresa la transgresión, seguidas mar adentro por sus equivalentes lúuticos propios de áreas más distales o profundas, fuera del alcance continuado del oleaje de tormentas y de otras corrientes (por debajo del nivel de base medio del oleaje de tempestad).

1.1.2.5. Pizarras negras (10)

Constituye un conjunto litológico muy homogéneo, cuya uniformidad sólo aparece interrumpida por algunos niveles arenosos intercalados en la serie pizarrosa. En algunas hojas geológicas realizadas en zonas colindantes dichos niveles arenosos presentan una gran riqueza de restos fosilíferos indicadores de una edad Llanvirnense-Llandeilo: *Didymograptus* sp., *Neseutetus* sp., *Redonia* sp., *Asaphidae* indet., *Orthida* indet., etc.

En la Hoja de Los Yébenes dichos materiales ocupan el gran sinclinorio del valle del río Algodor, o sinclinorio de Los Yébenes, aunque aparecen casi totalmente cubiertos por los sedimentos tipo raña, aflorando tan sólo en puntos muy localizados y preferentemente en el extremo SW de la Hoja, donde el encajamiento actual de la red hidrográfica ha llegado hasta el zócalo pizarroso. En este caso dichas pizarras aparecen con una intensa paleoalteración, de más de 10 m de espesor, la cual ha dado lugar a un material arcilloso de color rojo a violeta, difícil de distinguir de los sedimentos suprayacentes.

La escasez de afloramientos, junto con la intensa alteración existente en casi todos ellos, imposibilita el levantamiento de cualquier columna estratigráfica, aunque fuese con carácter parcial.

Los fósiles encontrados en la formación de pizarras nos dan una edad Llandeilo inferior que sitúa el yacimiento dentro de las «capas con Tristani». Son los siguientes:

— Muestra D.G. 18-27 (9601)

Trilobita: *Neseuretus (N) tristani* (Brongiat in Desmaret)

Edad: Llandeilo inferior.

— Muestra D.G. 18-27 (9602)

Trilobita: *Placoparia* sp.
Neseuretus (N) tristani (Brongiat in Desmaret)
 Bivalvia: *Praenucula costae* (Sharpe)
 Gasterópoda: *Sinuities (S) hispanicus* (Born)
Clathrospira bussacensis (Sharpe)
 Cefalópoda: *Orthoceratinae* indet.
 Echinodermata: *Calix* sp.
 Brachiópoda: *Orthido* indet.

Edad: Llandeilo inferior.

— Muestra 18-27 (9603)

Trilobita: *Salterocoriphe* sp.
Neseuretus sp.
Placoparia sp.
 Bivalvia: *Glyptarca naranjoana* (Verneuil y Barrande)
Redonia deshayesi (Rouault)
Cardiolaria beirensis (Sharpe)
Praenucula costae (Sharpe)
Trancrediopsis ezquerrae (Sharpe)

Gasteropoda: *Clathrospira bussacensis* (Sharpe)
Echinodermata: *Calix* sp.

Edad: Llandeilo inferior.

— Muestra 18-27 (9604)

Trilobita: *Neseuretus* sp.
Echinodermata: *Calix* sp.

Edad: Llandeilo.

1.2. Terciario

Reducidos afloramientos de materiales terciarios continentales pueden encontrarse en el cuadrante SW de la Hoja, expuestos por la acción de la disección de los arroyos, de la margen derecha, que tienen su nivel de base en el río Milagro. Estos afloramientos son discontinuos, sin relación aparente entre ellos, de escaso espesor, de 10 a 15 m como máximo, y están siempre cubiertos en su parte superior por los depósitos aluvionares gruesos del piedemonte de la Raña. Se apoyan sobre el sustrato pizarroso del Llandeilo, el cual puede estar alterado en profundidades variables que no parecen sobrepasar los 2 ó 3 m. La superficie de contacto es irregular, denotando un mesorrelieve de erosión previo a su fosilización por estos materiales.

Su edad es dudosa, aunque deben representar episodios finales de la sedimentación terciaria antes de la rotura bioclimática y tectónica que da lugar a la Raña. Por esto se les ha asignado una cronología del Plioceno superior sin mayores precisiones. La bibliografía geológica de la región, por otra parte, no aporta ninguna indicación precisa a este respecto, considerándolos sin más de edad neógena.

1.2.1. Plioceno

1.2.1.1. Conglomerados cuarcíticos y pizarrosos alternando con fangos arenosos rojos. Plioceno superior (11)

Como se ha dicho más arriba, los afloramientos son escasos y precarios, ya que estas facies están, por lo general, tapadas con coluviones de ladera y suelos. Sin embargo, pequeños cortes se observan en la subida al punto geodésico Cebras (790 m); al E de Casa de Gamero, en el arroyo de las Cebras; al SE de la Casa de los Salmanquinos de Abajo, aguas abajo de la confluencia de los arroyos Gachero y de Las Cocinillas, y en la zona de Casa del Navajo. Un posible afloramiento en posición más oriental sería el situado en el talud del Corral de Tejadillo, por la abundancia de clastos de pizarras en el coluvión que le cubre, ya que éste es el elemento litológico principal de estos sedimentos.

Su composición es detrítica, y son facies rojas en hue 2,5 YR (según la notación de la carta

de colores de MUNSELL). Los primeros términos de la sedimentación pueden ser congloméricos, ortoconglomerados, donde dominan las cuarcitas y cuarzos, subangulosos y subredondeados, sobre las pizarras que son de tamaños medios más pequeños (1-2 cm) que los elementos primeros que llegan a alcanzar los 7-8 cm de tamaño medio, siendo el centilo de 20 cm. Estos conglomerados de base, como de 1 m de potencia, están mal estructurados, pero pueden presentar una estratificación horizontal y cantos imbricados, correspondería a una litofacies del tipo Gm de MIAL (1978). La secuencia a continuación es una alternancia de fangos arcillo-arenosos y gravas con estructuras internas algo mejor definidas, litofacies Gm y Gp, donde es posible reconocer estructuras sedimentarias de estratificación cruzada planar. En el corte de Casa de Gamero y a partir de los 2 m iniciales de la serie hay un cambio brusco de carga, las pizarras sustituyen prácticamente a las cuarcitas y cuarzos, superponiéndose hasta el techo una secuencia de conglomerados pizarrosos (tm = 1-3 cm; c = 15 cm), con estratificación cruzada planar y fangos arenosos con gravilla de pizarra en porcentajes a veces superiores al 20 por 100. Las arcillas son de naturaleza caolinítica con mica y esmectita como minerales secundarios. Estos cuerpos de geometría tabular se alternan con espesores comprendidos entre 0,30 y 0,70 m. Procesos edafogénicos más tardíos afectan los metros superiores, cuando los materiales de la Raña están adelgazados por los procesos de erosión subsiguientes a su depósito.

La arquitectura de los elementos descritos señala un medio fluvial caracterizado por barras y facies de llanura de inundación fuertemente influenciadas por materiales de origen lateral. La sustitución de la carga en el corte de Casa de Gamero sugiere un cambio en la dirección de aporte. Direcciones de corriente medidas en cantos imbricados y estructuras internas de laminación, en la mitad superior de la serie, han dado valores comprendidos entre N 120° y 140° con sentido S, lo que parece demostrar que en los primeros momentos de la sedimentación la componente de transporte sería, más o menos, perpendicular a las sierras cuarcíticas del sinclinatorio de Los Yébenes, para luego girar a la dirección NO, lo que significó que las redes fluviales drenaran principalmente un sustrato pizarroso con posible desagüe hacia el E.

1.3. Cuaternario

1.3.1. Pleistoceno

Se consideran en este apartado todos los depósitos posteriores a los conglomerados cuarcíticos y pizarrosos del Plioceno superior, incluida la Raña. La posición en la escala geológica de la Raña es imprecisa, puede representar bien los últimos momentos del Neógeno superior o estar a caballo entre el Pleistoceno y el Cuaternario. Lo que es indudable es que este piedemonte marca un nuevo cambio en la morfogénesis de la España interior.

Un hecho común al resto de las formaciones superficiales cartografiadas es que su diferenciación se ha realizado teniendo en cuenta sus formas y las relaciones entre ellas, más que atendiendo a la naturaleza y estructura de sus materiales, que, por lo general, son similares.

El área de aporte de estas formaciones superficiales es casi siempre las sierras de El Castañar y Los Yébenes. Tan sólo los abanicos y Raña del margen S de la Hoja provienen de las

sierras de las Guadalerzas, flanco meridional del sinclinorio de Los Yébenes. Parece obvio decir que el transporte es fluvial en la mayoría de los casos, a excepción de las pedrizas y otros derrubios de ladera, que son por gravedad y a los suelos, que tienen su origen en procesos edáficos, a veces muy complicados.

1.3.1.1. *Ortoconglomerados silíceos con encostramientos y costras calizas locales. Piedemonte de la Raña (12)*

Es, indudablemente, la formación superficial más conspicua de la Hoja. Se encuentra a uno y otro lado de la rama septentrional del sinclinorio de Los Yébenes y un segmento de ella aparece en el borde meridional, en la cuenca del río Milagro, teniendo su ápice en una sierra de la Hoja contigua de las Guadalerzas (18-28).

Estas plataformas, en forma de mesa o largos planos disectados por la erosión, tienen sus raíces al pie de los relieves montañosos y están constituidas por elementos de petrología cuarcítica (más del 80 %), cuarzos, pórfidos, aplitas y porcentajes significativos de pizarra en los tamaños menores de 2-3 cm. Su textura es variada, dependiendo de la posición del muestreo. Los cantos, rubefactados en superficie, se acumulan entre el 80 y 90 % en la fracción comprendida entre 2 y 12 cm, según el eje mayor, siendo sus tamaños medios más frecuentes de 6 a 12 cm. El centilo está siempre en la clase bloque, con ejes mayores medidos entre 35 y 70 cm. Los clastos van de subangulosos a subredondeados. Su espesor no debe sobrepasar en ningún caso los 8-10 m de potencia.

La Raña se apoya en un sustrato de alteración que es particularmente profundo, 10 a 15 m, cuando la Raña se implanta sobre las facies graníticas del anticlinorio de Sonseca.

El único corte de interés es el que se encuentra en el km 99 (Canto melonero) de la carretera que une Sonseca con Orgaz y ha sido estudiado por diferentes autores (MOLINA y ALEXANDRE, 1978; PEREZ GONZALEZ, 1982, y MOLINA *et al.*, 1986).

En la base un granito alterado, con más de 10 m de potencia, donde en los 3-4 m visibles de la parte superior está recorrido por carbonatos secundarios en forma de enrejado, con anchuras de hasta 15 cm. Puede acompañar al carbonato una arcilla roja (10 R 4/8) rica en arenas (40-50 %). Erosionando al granito alterado, se disponen paleocanales rellenos por clastos de cuarcitas, cuarcitas arenosas, areniscas cuarcíferas, cuarzos, pórfidos, aplitas y pizarras, en tamaños que se acumulan en el 80 %, entre 3 y 12 cm, y centilo de 40 cm, en cuarcita. La granoselección es positiva y el conjunto corresponde al elemento arquitectural CH de MIALL (1985). El espesor máximo alcanza los 4-5 m. La parte superior de esta unidad fluvial está fuertemente cementada por carbonatos (45 % de CaO) de morfología nodular y penetrada por arcilla roja (10 R 4/7) iluvial que es más potente en la parte media e inferior del perfil, pero aquí ya con características hidromorfas. Se trata de un horizonte Btg (5 Y 6/2) que conserva todavía pápulas de arcilla roja (10 R 4/8) movilizada de la parte superior del perfil y carbonatos pulverulentos blancos.

Encima, y en contacto irregular, una costra clástica roja, con estructura bien diferenciada laminar muy gruesa y muy dura, de espesor de 0,30 a 0,40 cm, con contenidos del 50 al 55 % de CaO y hasta el 13 % de SiO₂. Puede englobar cantos de cuarcita de 3-4 cm de

eje mayor, pero lo normal es la presencia de detríticos de cuarzo, porcentajes del 1 al 2 %, en tamaños más frecuentes de 0,40 mm y máximo 2mm. Presenta estructuras de deformación y una importante actividad biológica con áreas de estructura perlítica.

El horizonte inmediatamente superior, con 1,40 m de espesor, está compuesto por una arcilla roja (2.5 YR) detrítica, inundada hacia arriba por carbonataciones con tendencia a estructuras laminares poco desarrolladas que se rompen fácilmente con la mano. Finalmente, en el techo, se encuentra una costra caliza laminar bandeada, con estructuras de deformación, pobre en SiO₂ (2 al 5 %) y con valores de CaO, alrededor del 50 %. Su textura es micrítica, al igual que las acumulaciones de carbonato inferiores, y se observa al microscopio una fuerte epigénesis de los minerales primarios. Potencia, 60 cm. El perfil termina con 0,20 m de un horizonte A que engloba restos de la costra caliza inferior. Espesor total, alrededor de los 6-7 m.

Los datos micro y macromorfológicos (MOLINA *et al.*, 1986, *o. c.*) indican: *a*) que los procesos epigenéticos han sido intensos; *b*) en las partes inferiores del perfil no hay cementación vadosa; *c*) La costra clástica roja tiene procesos vadosos y freáticos repetidos varias veces; *d*) mientras que en la parte superior tan sólo se han observado condiciones vadosas. Esto sugiere que la génesis de las costras ha sido diferente y corresponde a un régimen de agua fundamental horizontal para la costra clástica roja y vertical para la costra laminar superior.

La mineralogía de la fracción pesada es la propia de las litologías locales y regionales, dominando los resistentes en la parte superior del perfil. La asociación dominante es circón-epidota-granate, con apatito, que a veces es mayoritario, turmalina, anfibolita/andalucita, rutilo y estauroilita, como minerales acompañantes o secundarios. En la fracción menor de dos micras, la esmectita es mayoritaria en el saprolito granítico y las illitas-micas en el resto del perfil.

Es conveniente destacar que el carbonato se reparte zonalmente en la Hoja, se puede decir que aparece en su mitad oriental, aunque más espeso y con morfologías más evolucionadas y maduras tan sólo se le encuentra a partir del meridiano de Aristogas-Margaliza, hacia el E. Otros perfiles de la Raña muestran otras características, como el perfil situado en el punto de encuentro del arroyo Tapuelas con la carretera (kilómetro 8-9) de Los Yébenes al Molinillo. El tipo de suelo es suelo ferruginoso con horizontes: A, E Btg₁, Btg₂, Btgm, con minerales principales en la fracción arcillosa, de caolinita y esmectita. Estos suelos ácidos y antiguos deben ser los típicos de estas superficies cuando no están afectados secundariamente por la carbonatación y otros procesos, como por ejemplo la erosión.

1.3.1.2. *Ortoconglomerados y gravas silíceas con encostramientos y costras calizas locales. Abanicos y conos aluviales (13, 17, 20 y 22)*

Es la segunda de las formaciones superficiales por el desarrollo que alcanzan. Los abanicos aluviales que tienen sus cuencas de drenaje en el flanco meridional del sinclinorio de Los Yébenes, ya fuera de la Hoja, son los mayores y con radios de kilómetros. Destacan los abanicos del Llano de Chaves y su contiguo por el E, en el ángulo suroccidental de la Hoja.

Se han diferenciado cuatro generaciones de abanicos aluviales con edades comprendidas entre el Pleistoceno inferior y el Holoceno (22). Esta diferenciación es morfológica y deriva de la posición y relaciones de encajamiento entre ellos.

Están constituidos los tres más antiguos por materiales gruesos y con litologías parecidas a la Raña, ya que en parte provienen de ella o de las mismas áreas fuentes de las sierras. Los tamaños medios de los cantos oscilan entre los 6-8 cm y 12-15 cm, y el centilo muy a menudo está en la fracción bloque. Se ha medido un bloque con eje mayor de 1 m. Los cantos son subangulosos o subredondeados. Muchos de estos abanicos están desmantelados en superficie por la erosión hídrica y areolar y han desaparecido los horizontes edáficos superiores. En otras ocasiones conservan los horizontes A o E que son espesos, observándose altas proporciones de gravillas (1 a 2 cm de eje mayor) ferruginizadas. Esto ocurre en los más antiguos y mejor conservados, en particular los abanicos construidos al pie de las sierras de Las Guadalezas, con potencias posibles de 3 a 7 m.

La carbonatación también es notable en las mismas zonas que se han señalado para la Raña. El único corte de la Hoja se encuentra en posición distal en el abanico de la Loma de Chaves. Son 2,50 m formados por facies aluviales de gravas de cuarcita con algún cuarzo y pizarras en los tamaños menores de 2 cm. Los cantos son subredondeados-subangulosos y subredondeados-redondeados. Las estructuras internas son de estratificación cruzada planar, tipo Gp, y hay escasos lentejones de arena media aparentemente masivos. A techo, limos arenosos finos de color rosado (7,5 YR 8/2), en los cuales se ha desarrollado una carbonatación masiva y friable, que puede resolverse a techo en estructuras laminares. Las gravas aluviales están penetradas por arcilla iluvial a pseudogley (Btg) de color pardo amarillento (10 YR 6/8) y blanco, siendo estas últimas acumulaciones verticales, horizontales o a favor de la laminación, con mineralogía caolínica y esmectítica.

Los conos holocenos son todos de modesto desarrollo y están impuestos a sopié de las laderas fluviales y en conexión con los fondos de valle. Su composición va a depender en mayor medida de la litología local de sus pequeñas cuencas de drenaje. Algunos están constituidos principalmente por arenas, con escasos clastos, por provenir de los productos de alteración (arenización) del granito. Los conos aluviales, independientemente de su posición geográfica, no presentan carbonatación alguna.

1.3.1.3. *Gravas poligénicas con encostramientos y costras calizas locales. Terrazas fluviales (14, 16, 18, 19 y 21)*

Están regularmente representadas en la Hoja. La secuencia más completa se encuentra en la cuenca del río Milagro y restos aislados de altas terrazas se han cartografiado en las cuencas de los arroyos Montaña y Espinarejo, en el cuadrante noroccidental, en el arroyo Arisgotas.

Los niveles de terraza son cinco, situados en cotas relativas respecto a su cauce de: + 3-5 m, + 6-10 m, + 12-15 m, + 18-20 m y + 25-30 m. Su conservación es mala por lo general y sus bordes están siempre redondeados y cubiertos por derrubios. A pesar de esto, y por los datos de superficie, se pueden establecer las siguientes precisiones.

La composición litológica es eminentemente cuarcítica, con tamaños más frecuentes para las terrazas más altas de 10-12 cm y centilos comprendidos entre los 40 y 70 cm. Las terrazas medias y bajas tienen tamaños medios menores (6-8 cm) y el tamaño mayor no parece sobrepasar los 20-30 cm. En un pequeño corte de la terraza de + 6-10 m, en el río Milagro, se han apreciado porcentajes significativos de pizarras en la fracción menor de 2 cm y la fábrica es granosostenida con estructuras internas muy mal definidas, pero con tendencia de estratificación horizontal. Es una litofacies del tipo Gm (MIALL, 1978) de barras longitudinales y depósitos de fondo de canal que junto con los tipos Gp, sobre todo y, ocasionalmente, Gt deben caracterizar sedimentológicamente a todas las terrazas. El espesor de las terrazas no sobrepasa los 2 ó 3 m y las más altas, cuando el sustrato es granítico, tienen a su muro un perfil de alteración de 4 a 6 metros.

Los suelos parecen ser rojos fersialíticos desde la terraza de + 6-8 m y las terrazas de + 25-30 m, sus horizontes argílicos, tienen una composición principal en la fracción menor de dos micras de caolín-esmectita-mica.

La carbonatación es otro proceso conspicuo en las terrazas y aparece ya en el nivel de + 3-5 m, rodeando con finas camisas a los clastos. Estas cortezas de carbonato alcanzan espesores de 1 cm en las terrazas altas y la carbonatación llega a afectar al sustrato. Las terrazas localizadas en la mitad oriental de la Hoja tienen acumulaciones de carbonato más espesas y tienden a estructurarse laminarmente en superficie. La distribución geográfica del carbonato es equivalente a la encontrada para la Raña y los abanicos aluviales.

1.3.1.4. *Derrubios cuarcíticos, suelos rojos y encostramientos calizos locales. Formaciones de ladera (15)*

Se disponen tapizando las laderas de la sierra de Los Yébenes en su sector oriental y los isleos residuales paleozoicos, que se encuentran al N de la sierra.

Estas formaciones de ladera son antiguas y están compuestas por derrubios cuarcíticos, con marcada heterometría, clastos angulosos a subangulosos y en tamaños que oscilan entre 1-2 cm y 50 cm, aunque un 70-80 % de ellos se agrupan en la fracción menor de 8 cm. Los clastos pueden estar soportados por arcillas rojas edafizadas que han sido transportadas, en ocasiones, de posiciones topográficas más elevadas.

Los derrubios se disponen a veces en coladas no muy potentes, sin estructurar y de apariencia tabular en los cortes vistos de sección perpendicular a su dirección de transporte. En estas ocasiones es posible observar suelos rojos pedregosos enterrados donde faltan los horizontes A y se conservan los B y los K.

Los suelos originales son suelos rojos fersialíticos con horizontes bien desarrollados que pueden tener CO₃Ca pulverulento, nodulizaciones de 1-2 cm de diámetro o calcificaciones irregularmente distribuidas en sección, en horizontes de tipo K o BKg. Por lo general son suelos con horizontes a pseudogley (Bg o Btg) de color gris verdoso claro (5 Y 6/2), a los que se superponen horizontes argílicos (Bt), más o menos pedregosos, con cutanes de arcilla moderadamente espesos y continuos y de color rojo (10R y 2,5 Y R). Los horizontes A o AE, superiores, son de textura limoarenosa, con pedregosidad cuarcítica porcentual-

mente elevada (60 a 70 %), con colores pardos (10 YR; 7,5 YR), pardo rojizos o rojo amarillentos (5 Y R). Cuando el horizonte C es visible las pizarras y cuarcitas tienen una acusada alteración, con colores las pizarras violáceos y grises, así como moteados rojos.

Los horizontes Bt, su fracción arcillosa, tienen como minerales principales bien caolinita, esmectita y mica o illita, illita-esmectita. Los Btg o Bg, caolinita; esmectita o mica, o illita-esmectita, illita.

Estas formaciones de laderas pueden alcanzar los 3 o más metros y por la evolución de sus suelos deben ser coetáneas o inmediatamente anteriores a la terraza de + 25-30 m.

1.3.2. Holoceno

Las formaciones superficiales que quedan por describir, los conos aluviales (22) recientes se han descrito en el apartado 1.3.1.2, son de génesis menos compleja, por lo general poco potentes, aunque alguna de ellas ocupan superficies relativamente amplias en la Hoja. Son las siguientes:

1.3.2.1. Fangos arenosos y gravas poligénicas. Fondos de valle (23)

Los fondos de valle, numerosos en la Hoja, son, sin embargo, de escasa entidad en lo que se refiere a su potencia y representación areal a no ser el fondo de valle del río Algodor y, en cierta medida, el del río Milagro.

Los arroyos que drenan la mitad septentrional de la Hoja presentan fondos de valles estrechos con cargas gruesas de diferente litología: cuarcitas, pizarras, ambas más abundantes en sus partes altas, granitos, cuarzos, aplitas y pórfidos, con arenas que son dominantes cuando el área drenada es mayoritariamente granítica. La heterometría de estos materiales gruesos es acusada y los centilos pueden estar en 50 cm o más. Las aplitas y pórfidos tienen un carácter más redondeado. En estas zonas no son infrecuentes afloramientos graníticos entre los depósitos aluvionares del fondo de valle. Los fangos arenosos de llanura, sobre las barras del canal, son poco importantes y potentes a excepción de los arroyos de la Dehesa de Villaverde y Riansares.

En la mitad meridional, los ríos Milagro y Algodor drenan cuencas cuarcítico-pizarrosas y los componentes litológicos son, lógicamente, de cuarcitas y pizarras, con algún cuarzo. La llanura aluvial del río Algodor es amplia a partir del Vado de San Marcos y limos arenosos pardos, ricos en materia orgánica (raíces) poco transformada, cubren las barras aluvionares inferiores, con espesor de hasta 0,70 m.

1.3.2.2. Gravas y arenas cuarzo-feldespáticas. Coluviones y aluvial-coluvial (24 y 25)

Son formaciones superficiales, principalmente de ladera. Tapizan con escaso espesor los relieves realzados por la erosión. Circundan los coluviones, las mesas y plataformas tendidas

de la Raña y terrazas. Sus materiales son los propios de esas superficies y los tamaños los disponibles. Estos coluviones contienen restos de suelos antiguos, de ladera, y los señalados para la Raña y las terrazas y productos arenosos de la alteración del granito, lo que les confiere un cierto carácter arcillo-arenoso y coloraciones típicamente rojas.

Los depósitos aluvionares-coluvionares tienen una génesis doble fuvial y de fluvio-gravedad. Son todos los cartografiados de naturaleza areno-arcillosa, ya que derivan del desmantelamiento del saprolito granítico. Están situados únicamente en la esquina noroccidental de la Hoja. Su potencia no debe rebasar los 1 ó 2 m.

1.3.2.3. Cantos y bloques cuarcíticos. Pedrizas (26)

Los canchales o pedrizas están restringidos a los flancos de las sierras de El Castañar y Los Yébenes, y su mayor desarrollo se encuentra en la primera. Son materiales desprovistos de matriz y constituidos exclusivamente por clastos de cuarcita angular, en tamaños que van desde la fracción grava a la clase de bloques. El centilo está siempre por encima del metro, de eje mayor, y los tamaños más frecuentes están comprendidos entre los 12 y 24 cm.

La pedriza deriva de las crestas cuarcíticas culminantes, que son atacadas por la acción mecánica de la gelifracción, aprovechando los planos de estratificación y de diaclasado. Su descenso, a lo largo de la ladera, se produce por la acción de la gravedad, alimentando en estos momentos las cargas que transportan los arroyos que tienen sus cabeceras en estas partes de la sierra, como es el caso del Arroyo de San Martín. El espesor de la pedriza no debe ser grande, 2 a 3 m como máximo, a no ser que rellene topografías hendidas de ladera.

Por último, indicar que se la ha visto fosilizando potentes perfiles de alteración en las pizarras subyacentes.

1.3.2.4. Fangos arenosos. Zonas de drenaje deficiente (27)

Tienen una representación muy limitada en la Hoja. Se trata bien de pequeños alveolos construidos sobre la superficie granítica de Orgaz o pequeñas depresiones aluviales mal conectadas con las líneas de drenaje de su valle. Sus fondos son arcillo-arenosos, lo que les confiere un cierto grado de impermeabilidad.

2. TECTONICA

Los afloramientos de las series paleozoicas de la Hoja de Los Yébenes quedan limitados a una banda, con dirección E-O, correspondiente al flanco sur del gran anticlinorio de Sonseca, ocupado casi en su totalidad por un gran batolito granítico y a diversos afloramientos aislados del Llandeilo, correspondientes al sinclinorio de Los Yébenes, cubierto en su mayor parte por los sedimentos tipo Raña. No obstante, dichos afloramientos han suministrado datos suficientes para el establecimiento, dentro de la Hoja, de la cronología relativa de

las diferentes fases de deformación hercínica, así como para la correlación de las mismas con las estructuras y fases análogas de las Hojas geológicas próximas a ésta.

Sin embargo, y en relación con la fase de deformación prehercínica (fase sárdica), esta Hoja no ha proporcionado datos nuevos que permitan completar o contrastar los reunidos anteriormente en otros sectores de la zona Centro Ibérica. Los materiales involucrados en la deformación hercínica corresponden a las series Cambro-ordovícicas, que aparecen afectadas por un metamorfismo regional de bajo grado. En las proximidades del granito de Sonseca aparece una banda de metamorfismo de contacto con una anchura bastante uniforme. Dicho granito es claramente posterior a las fases de deformación hercínica, pero anterior a la fracturación tardihercínica.

Antecedentes relativos a la deformación hercínica

Los primeros trabajos en relación con este tema se deben a APARICIO YAGÜE (1971), el cual define dos fases de deformación en el sector comprendido entre Toledo y Polán. La primera de ellas dio lugar a pliegues y esquistosidad con dirección E-O y la segunda a pliegues con dirección N-S. Sin embargo, posteriormente MARTIN ESCORZA (1975), en la región de Urda-Fuente el Fresno, establece un orden cronológico inverso para las mismas fases.

Simultáneamente, y en regiones más distanciadas de este sector (E de la provincia de Cáceres), CAPOTE *et al.* (1971) y GUTIERREZ ELORZA Y VEGAS (1971) proponen dos fases de deformación hercínica. A la primera de ellas se la suponía como generadora de meso y micropliegues, con esquistosidad de plano axial subhorizontal. La segunda, en opinión de estos autores, habría dado lugar al plegamiento a todas las escalas y a la esquistosidad principal en posición subvertical. Dicho modelo corresponde en realidad al definido en Galicia por MATTE (1968).

MORENO (1977) mantiene el esquema de estos últimos autores para el sector correspondiente a los Montes de Toledo occidentales y Macizo de las Villuercas, si bien describe una fase posterior a la esquistosidad principal, generadora de esquistosidad de crenulación subhorizontal sobre la esquistosidad anterior, así como de mesopliegues de plano axial también subhorizontal. El mismo autor define una última fase tardía, generadora de pliegues muy abiertos con dirección submeridiana y de esquistosidad de crenulación en puntos muy localizados, desarrollada, bien sobre la esquistosidad principal, o bien sobre la esquistosidad de la fase subhorizontal, donde ésta llega a obliterar a la anterior. Dicha fase tardía es correlacionable con la segunda fase de APARICIO (*o. c.*). Posteriormente, DIEZ BALDA (1982), en la zona de Salamanca, invalida el modelo inicialmente establecido por MATTE (1968) al poner de manifiesto que la esquistosidad principal y el plegamiento a todas las escalas es el resultado de la primera fase. A la misma se superpone la esquistosidad y los pliegues subhorizontales de la segunda fase. Esta autora demuestra cómo esta segunda fase es el resultado de una cizalla dúctil subhorizontal, que podría afectar a una lámina de unos 5 km de espesor y que habría trasladado hacia el E los materiales suprayacentes a la misma. Esta misma fase equivale a la tercera fase descrita por MORENO (*o. c.*) en las inmediaciones de Almaraz, donde, en opinión de dicho autor, también habría dado lugar a la retrovergencia y vuelco hacia el NE de la esquistosidad y pliegues de primera fase.

Simultáneamente, VEGAS Y ROIZ (1979) y JULIVERT *et al.* (1983) consideran ya el plegamiento y la esquistosidad principales como propios de la primera fase, superponiéndose a los mismos una segunda fase tardía con plegamiento, también a todas las escalas (N-S) que habría generado diversas figuras de interferencia con los pliegues de la fase anterior en diversas localidades de los Montes de Toledo. Esta fase tardía equivale, por tanto, a la de APARICIO (1971) y MORENO (1977).

Este mismo modelo es mantenido en la realización de algunas Hojas geológicas de Las Villuercas y Montes de Toledo (LEON *et al.*, 1981; MONTESERIN, 1981; NOZAL MARTIN, 1981, 1982 y 1986; MORENO Y GOMEZ, 1984, y MARTIN-SERRANO, 1986).

Recientemente GIL TOJA *et al.* (1985) han realizado una correlación de las diferentes fases de deformación entre la zona O de Salamanca y el Sistema Central, poniendo de manifiesto cómo la cuarta fase de deformación no debe atribuirse a procesos locales, tales como: intrusiones graníticas forzadas, fracturas, etc., ya que presenta una entidad regional importante, apareciendo además en todos los sectores con una dirección aproximadamente perpendicular a la de las estructuras de primera fase.

La deformación y discordancia sárdica

Tal como se describe en el apartado correspondiente del capítulo de Estratigrafía, la discordancia sárdica pone en contacto las series cuarcíticas del Ordovícico inferior con materiales de diversa edad y naturaleza, dependiendo de la cuantía de la laguna estratigráfica resultante de la erosión ligada a esta fase de deformación. En algunos sectores dicha discontinuidad aparece como una discordancia angular y cartográfica, mientras que en otros se aprecia un marcado paralelismo entre las series supra e infrayacentes a la misma. En este último caso puede observarse cómo las lineaciones de intersección (L_1^0) y los ejes de pliegues (B_1) de los materiales cámbricos aparecen en posición subhorizontal cuando no han sido afectados por las fases tardías. Tal es el caso del sector correspondiente a la Hoja de Los Yébenes, donde la fase sárdica no fue generadora de plegamiento o basculamiento de la serie anteordovícica, habiéndose producido tan sólo su emersión y erosión.

Primera fase hercínica o fase principal

Ha dado lugar al plegamiento a todas las escalas, así como a la esquistosidad principal, plano axial de los pliegues. Ambas estructuras presentan una dirección E-O en casi toda la Hoja, girando al E-NE en el límite oriental (zona de Los Yébenes).

Dentro de la Hoja los pliegues mayores de esta fase se reducen a dos grandes estructuras: al N, el gran anticlinorio de Sonseca-Navahermosa, ocupado en su mayor parte por un extenso plutón granítico; al S el sinclinorio de Los Yébenes. Las series del Ordovícico inferior configuran el flanco que permite separar ambas estructuras y donde aparecen otros grandes pliegues, con amplitud kilométrica, que repiten la misma serie estratigráfica. En el sector occidental de la Hoja, dichos pliegues corresponden al sinclinorio de El Castañar y al anticlinal de La Rinconada, con un desarrollo longitudinal de unos 9 km. Hacia oriente

aparecen unos pliegues análogos equivalentes al sinclinal de Marjaliza y al anticlinal de La Estrella.

Dentro del gran anticlinorio de Sonseca y cerca del límite septentrional de la Hoja aparece, en el cerro de Tolanca, un tramo de Cuarcita Armoricana con fuerte buzamiento al N, incluido y totalmente rodeado por el plutón granítico. Dicho afloramiento constituye un dato aislado sobre la estructura y anchura real del citado anticlinorio antes del emplazamiento de la intrusión granítica.

En relación con los grandes pliegues ya mencionados del flanco meridional de esta gran estructura, hay que señalar algunas peculiaridades y diferencias entre los sectores occidental y oriental de la Hoja.

Atendiendo a la vergencia, deducida del buzamiento de la esquistosidad de primera fase y de la geometría de los pliegues, hay que señalar que en el lado occidental (sinclinal de El Castañar) se configura una vergencia N, dado que dicha esquistosidad buza siempre entre 60 y 80° al S. Paralelamente, la asimetría de los pliegues define una vergencia en el mismo sentido.

Por el contrario, en el sector oriental se da una vergencia al S más definida que la anterior, con buzamientos de la misma esquistosidad en torno a los 50 ó 60°. Por otro lado, el flanco norte del sinclinal de Marjaliza aparece volcado a S, con buzamientos al N comprendidos entre 50 y 70°.

La segunda diferencia que se produce entre ambos sectores, se refiere a la inmersión de los pliegues mayores y menores. Así, en el sinclinal de El Castañar son frecuentes las inmersiones en torno a los 20° O, mientras que en la zona de La Estrella y Marjaliza los pliegues pinchan hacia el E.

Ambas diferencias pueden ser el resultado de la deformación producida durante la fase posterior, tal como se describe más adelante.

El plegamiento de primera fase presenta geometrías variables, dependiendo de la litología de los niveles afectados. Así, en los tramos de alternancias de cuarcitas y pizarras (Ordovícico basal y alternancias superiores a la Cuarcita Armoricana) son frecuentes los pliegues generados por flexodeslizamiento entre capas, con pliegues isopacos o prácticamente isopacos (clase 1 B y 1 C de RAMSAY, 1967) en los niveles competentes. Por el contrario, los niveles pizarrosos presentan estiramiento en sus flancos y engrosamiento en sus charnelas, con esquistosidad divergente hacia el núcleo de los anticlinales (clase 3) (el Colmenar en el sinclinal de El Castañar).

En los flancos de los pliegues mayores se detectan micro y mesopliegues en los niveles competentes, con geometría característica de plegamiento por *bucklin* (Puerto de Los Yébenes), atribuibles a las etapas iniciales de plegamiento, ya que algunos de ellos presentan cierta asimetría acorde con el flexodeslizamiento producido posteriormente durante la progresión del plegamiento y la generación de los pliegues mayores.

También pueden atribuirse a los momentos iniciales de la deformación ligada a esta fase una familia de grietas tensionales en escalón, contenidas en diversas bandas de cizalla,

perpendiculares a la estratificación de los bancos cuarcíticos. Dichas bandas de cizallamiento derecho, presentan una dirección N 150 a 170°, y las grietas tensionales, N 25°, todo lo cual es compatible con una dirección comprensiva máxima N-NE, actuando sobre capas todavía en posición subhorizontal (fig. 3). Pueden observarse dichas estructuras en diversos afloramientos localizados en las inmediaciones de Los Yébenes.

Para los tramos y formaciones pizarrosas correspondientes al Ordovícico basal y al Llandeilo el plegamiento ha dado lugar a una deformación más homogénea, con desarrollo variable de la esquistosidad principal (S_1), variando entre una «esquistosidad espaciada» en el extremo occidental del sinclinal de Los Yébenes a una esquistosidad del tipo «*slaty cleavage*» en el resto de la Hoja. La escasez de afloramientos de las formaciones eminentemente pizarrosas, no ha posibilitado la observación de ningún pliegue de primera fase en dichas litologías.

En las alternancias de cuarcitas y pizarras del Ordovícico basal dicha esquistosidad presenta vistosos casos de refracción a través de los diferentes niveles (La Estrella y sinclinal de El Castañar).

La escasez de afloramientos pizarrosos tampoco ha permitido tomar un número suficiente de medidas de esquistosidad o de lineaciones de intersección para la elaboración de los correspondientes diagramas de polos. En su lugar se ha realizado al microscopio la medida de los ejes C de cuarzo en muestras de cuarcitas. Los diagramas equiareales de distribución frecuencial de los polos correspondientes muestran una distribución uniforme originada en un proceso de recristalización posterior a las deformaciones (figs. 4 y 5).

Segunda fase de deformación

Tal como se ha señalado en el apartado dedicado a los antecedentes, a escala de la cadena y dentro de la zona Centro Ibérica, existe una segunda fase de deformación generadora de plegamiento con esquistosidad de plano axial subhorizontal. En la zona de Salamanca dicha fase alcanza un gran desarrollo, de forma que en los niveles estructurales más bajos, la S_2 llega a enmascarar a la S_1 (DÍEZ BALDA, 1982). En el extremo noroccidental del Macizo de las Villuercas, ya sólo da lugar a diversos micro y mesopliegues y a una esquistosidad de crenulación (MORENO, 1977). Hasta la fecha no se había identificado en ningún punto de los Montes de Toledo; su aparición dentro de esta Hoja geológica podría ser el resultado del ascenso de un nivel estructura más bajo, debido a la formación de un domo o antiformal de tercera fase, lo cual habría posibilitado el afloramiento de dichas estructuras, no alcanzadas, sin embargo, por el nivel de erosión actual en los restantes sectores de los Montes de Toledo, donde dicha fase sea un hecho.

Dentro de la Hoja, esta fase se materializa por la existencia de una segunda esquistosidad (S_2) que dobla y crenula a la esquistosidad anterior, siendo plano axial de algunos mesopliegues con una anchura métrica a decimétrica. No se han detectado macroestructuras atribuibles a esta fase.

Dicha esquistosidad queda restringida al anticlinorio de Sonseca, el cual corresponde a un nivel estructural algo más bajo en relación al sinclinal de Los Yébenes, donde sólo se ha

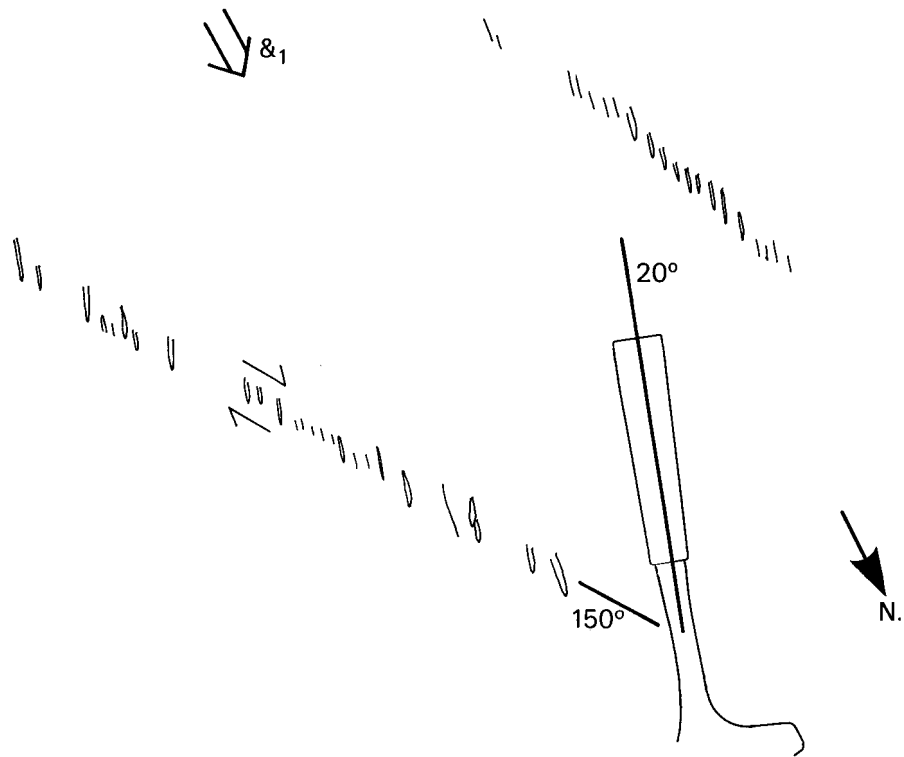


FIG. 3 Familia de grietas tensionales en escalón, contenidas en diversas bandas de cizalla, perpendiculares a la estratificación de los bancos cuarcíticos. Dichas bandas de cizallamiento derecho, presentan una dirección N 150°-170°, y las grietas tensionales N 25°. Estructuras observables en diversos afloramientos localizados en las inmediaciones de Los Yébenes.

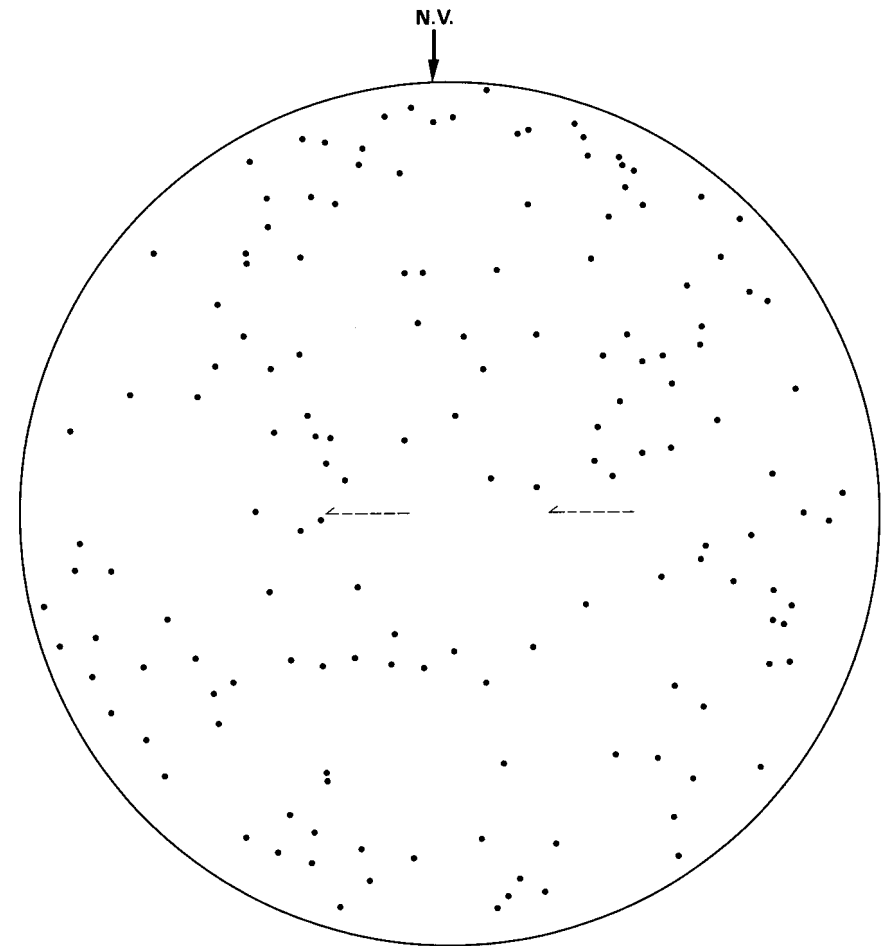


FIG. 4 Proyección en el hemisferio inferior de 150 ejes "c" de cuarzo en cuarcitas del Ordovícico basal. Norte de Sierra Gorda.

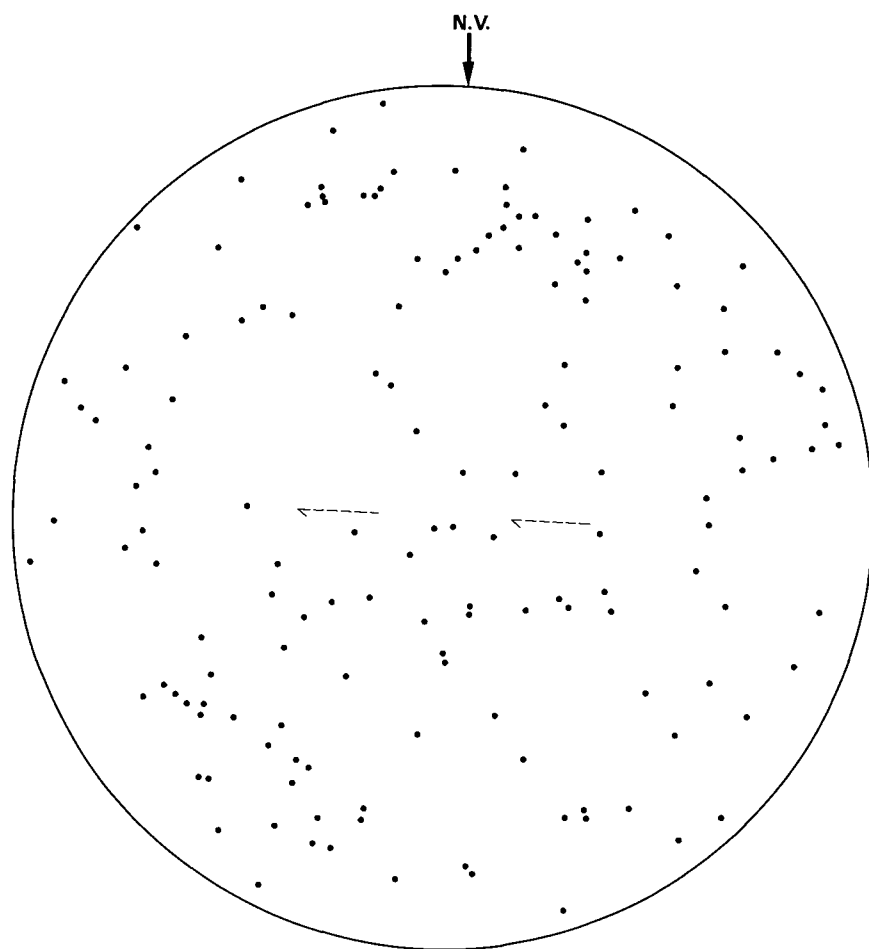


FIG. 5 Proyección en el hemisferio inferior de 150 ejes "c" de cuarzo en la cuarcita Armoricana. Arroyo Sierra Gorda.

detectado, con desarrollo muy incipiente, en un solo afloramiento de pizarras del Llandeilo, en las inmediaciones de Marjaliza. En los parajes de El Castañar, La Estrella y S de Arisgotas esta esquistosidad se desarrolla de forma muy selectiva y casi exclusivamente en los tramos más incompetentes.

Al microscopio aparece como una esquistosidad de crenulación que pliega las láminas de filosilicatos contenidos en S_1 , produciéndose fenómenos de transposición o desplazamiento a lo largo de superficies de rotura incipiente. En dichas superficies tienden a concentrarse los óxidos de hierro. Tanto al microscopio como a simple vista, se observa una asimetría de los micropliegues (pliegues Z y pliegues S), dependiendo del flanco del pliegue en el que se encuentra incluidos (fig. 6).

Inicialmente, S_2 pudo ocupar una posición subhorizontal, pero actualmente se la encuentra con buzamientos de hasta 40° . Así, en el sector de El Castañar presenta buzamientos de 10 a 25° , dirigidos al W-SW. Sin embargo, en el sector de La Estrella-La Marjaliza presenta buzamientos de hasta 40° al E-SE. Por ello, dicha esquistosidad configura un domo, situado justamente en el sector central de la Hoja, atribuible a una última fase de plegamiento, con dirección submeridiana. Dicha macroestructura afecta igualmente a los grandes y pequeños pliegues de primera fase, los cuales presentan valores de inmersión análogos a los del buzamiento de S_2 .

Paralelamente, conviene recordar cómo la vergencia de la primera fase, deducida principalmente del buzamiento de S_1 , es al N en el primer sector y al S en el segundo. Dicha variación podría estar relacionada con el diferente desarrollo de la segunda fase. En efecto, la deformación asociada a la misma alcanza un mayor desarrollo en el sector de El Castañar, donde aparecen numerosos pliegues métricos y decimétricos, aunque de geometría muy laxa, y ocasionalmente de tipo «*kink band*». Sin embargo, en la zona de La Estrella-Marjaliza dicha fase sólo da lugar a una débil crenulación o, a lo sumo, a pequeños micropliegues desarrollados exclusivamente en los niveles menos competentes. Teniendo en cuenta que en los Montes de Toledo la vergencia de la primera fase, aunque débil, es siempre hacia el S, cabe pensar que en el sector de El Castañar la vergencia al N sea el resultado del plegamiento resultante de esta segunda fase.

Fases tardías

Tal como se ha señalado en el apartado dedicado a los antecedentes, en la zona de Salamanca DIEZ BALDA (1982) describe una tercera fase homoaxial con la primera o principal generadora de una débil esquistosidad vertical que pliega y crenula la esquistosidad subhorizontal de segunda fase. Dicha fase no ha sido descrita en ninguna localidad de los Montes de Toledo y tampoco se manifiesta dentro de la Hoja de Los Yébenes. Sin embargo, en las inmediaciones de su extremo suroriental, fuera ya de la Hoja (km 118 de la carretera de Los Yébenes a Fuente del Fresno), existe un afloramiento de pizarras del Llandeilo en el que la esquistosidad de primera fase aparece crenulada y pliega por una esquistosidad subvertical con la misma dirección que la de las estructuras de primera fase. Dichas relaciones geométricas son análogas a las de la tercera fase descritas en la zona de Salamanca.

Dentro de la hoja aparecen algunas estructuras asimilables a una última fase de acortamien-

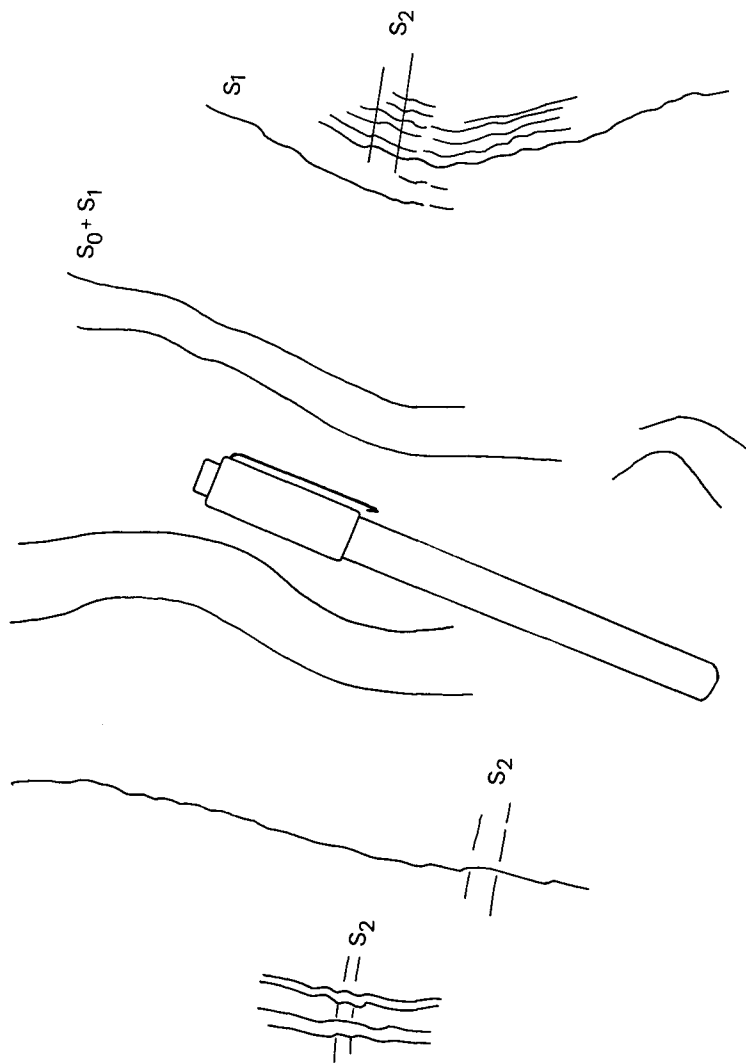


FIG. 6 Esquistosidad de crenulación de 2ª fase plegando la esquistosidad de 1ª fase. Paraje del Castañar.

to en dirección E-W, identificables con la cuarta y última fase a escala de la cadena (GIL TOJA *et al.*, o. c.). Tal es el caso de los pliegues laxos desarrollados sobre la Cuarcita Armoricana en El Castillejo (SE de La Estrella), así como la esquistosidad espaciada, en posición subvertical y oblicua a la S_1 , detectada también en el paraje de La Rinconada y a 2,5 km al S de Arisgotas, afectando a los materiales del Cámbrico inferior. Dichas estructuras presentan una dirección submeridiana y, por tanto, aproximadamente perpendicular a la esquistosidad y pliegues de primera fase.

Puede atribuirse a esta misma fase la gran antifforma ya descrita en el párrafo anterior, que pliega a la esquistosidad S_2 , inicialmente horizontal, así como a los grandes y pequeños pliegues de la primera fase, provocando inmersiones opuestas de sus ejes, (al O en El Castañar y al E, en Marjalizas) en los respectivos flancos de dicha antifforma.

Fracturación

Con posterioridad a la primera fase de plegamiento, y antes de la etapa de fracturación tardihercínica, se generaron las fallas inversas paralelas a las capas, existentes en el sinclinal de Marjalizas y en el anticlinal de La Rinconada.

En el primer caso se trata de una falla inversa que repite la serie correspondiente al flanco inverso del citado sinclinal. Su vergencia es al S, al igual que la de los pliegues de primera fase. No obstante, dicha fractura no puede identificarse como una falla de flanco inverso (pliegue-falla), sino como una falla posterior a la formación del pliegue, ya que, tal como se ha señalado, no hay supresión de parte de la serie invertida, sino duplicación. La reconstrucción geométrica que aparece en el corte I-I' de la Hoja muestra, además, cómo en profundidad dicha fractura debe afectar al flanco normal del mismo sinclinal.

El segundo caso aludido parece corresponder a una situación algo distinta, en la que otra falla inversa, también con vergencia S, debe producir la supresión de parte del flanco meridional en posición normal del citado anticlinal.

La traza de dicha fractura no ha podido cartografiarse, ya que aparece cubierta por los canchales y derrubios de laderas, figurando en la cartografía como falla supuesta. Dicha circunstancia deriva del hecho de que el anticlinal de La Rinconada presenta una acusada asimetría, con un flanco septentrional bien desarrollado y un flanco meridional totalmente cubierto por derrubios de ladera, pero en el que necesariamente debe de encontrarse el mencionado accidente, provocando la supresión de parte de la serie correspondiente al Ordovícico basal. Las condiciones de afloramiento impiden conocer la geometría completa del citado anticlinal. De hecho, nunca llega a aflorar la zona de charnela.

Con excepción de las fallas inversas ya descritas, el resto de las facturas con desplazamientos corresponden a fallas en dirección, cuyo salto se detecta perfectamente cuando afectan a las series cuarcíticas del Ordovícico inferior. No ocurre así en los afloramientos graníticos, donde no existen referencias a uno y otro lado de las fracturas. La figura 7 reúne la distribución frecuencial de las direcciones de los desgarres detectados en dichas series cuarcíticas, con indicación del movimiento relativo horizontal en cada clase. Dicho diagrama pone de manifiesto la existencia de dos familias, una con dirección NNE a NE (máximo

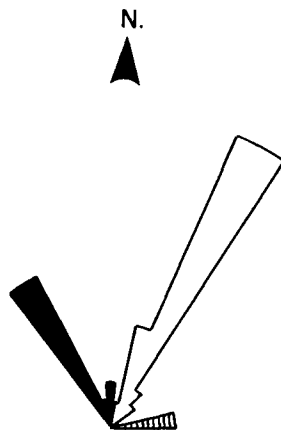


FIG. 7 Rosa de frecuencias de 62 desgarres detectados sobre las series cuarcíticas del ordovícico basal, agrupadas en intervalos o clases de 10°. (En negro, las fallas directas, en blanco, las fallas inversas, con rayado oblicuo, las fallas inversas).

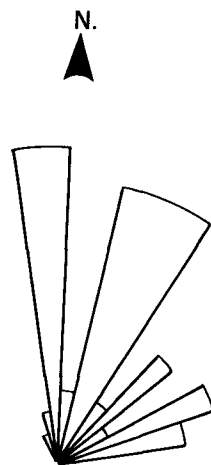


FIG. 8 Rosa de frecuencias de 65 Fracturas detectadas sobre rocas graníticas agrupadas en clases de 10°.

entre N 20° y N 30° E), todas ellas izquierdas, y otra familia con dirección NO (máximo comprendido entre N 30° y N 40° O), todas ellas derechas. En conjunto, configuran un sistema muy simple, con dos familias conjugadas y compatibles con un acortamiento en dirección N-S.

Dicho sistema se registra igualmente a escala de afloramiento y sobre las Cuarcitas Armoricanas, en forma de las correspondientes familias de diaclasas, que, en algunos casos, llegan a presentar un espaciado de tan sólo unos pocos centímetros, de forma que la roca aparece troceada en numerosas porciones con formas romboidales.

Para los materiales graníticos se han proyectado, de la misma manera, 65 fracturas detectadas sobre la foto aérea (fig. 8). En este caso los dos máximos principales configuran un ángulo mucho menor que en el caso anterior, apareciendo además la familia ENE-OSO con mayor desarrollo.

Según esta última dirección, aparecen también diversos diques de pórfidos graníticos y, excepcionalmente, otros de cuarzo, los cuales en algunos casos parecen presentar cierto desplazamiento en la horizontal, en sentido levórgico, asociado a las fracturas de la familia NNE.

En suma, parecen darse pautas de fracturación algo distintas entre los granitos y los metasedimentos paleozoicos. Si se considera el modelo aludido, de dos familias de fracturas conjugadas frente a un esfuerzo compresivo máximo con dirección N-S, cabría pensar en un comportamiento más frágil en el granito (mayor coeficiente de rozamiento interno) que en los sedimentos paleozoicos.

La mayor frecuencia de las fracturas ENE detectadas sobre el granito, en relación con los sedimentos paleozoicos, puede derivar del posible enmascaramiento de dichas fracturas en estos materiales, al ser su dirección próxima a la de las capas.

Dado que en la Hoja no existe registro sedimentario mesozoico y terciario, a no ser los afloramientos irrelevantes en facies rojas del Plioceno superior, resulta imposible reconstruir la sucesión de eventos tectónicos verticales en el límite neógeno-cuaternario, anteriores al piedemonte de la Raña, y por los datos geomorfológicos, que se deberían ampliar regionalmente, un proceso de basculamiento hacia el NE parece haber sucedido después del depósito de ese piedemonte.

3. PETROLOGIA

3.1. ROCAS PLUTONICAS

3.1.1. Adamellitas (3)

Pertenecen al plutón granítico de Sonseca y son especialmente cartografiables en el cuadrante NO de la Hoja, ya que hacia el E se encuentran cubiertas, en parte, por sedimentos del Cuaternario.

Estas rocas graníticas, en sentido amplio, originan metamorfismo de contacto en los meta-sedimentos encajantes, debido a su emplazamiento postorogénico a niveles epizonales. Para SANTA TERESA, I., *et al.* (1983) son rocas graníticas alóctonas. Destacan generalmente en el paisaje y presentan disyunción en bolos. Es típico un lamamiento casi horizontal y fractuaciones de direcciones N 15° E y N 5° O.

Son rocas de grano medio, porfídicas, con fenocristales prismáticos de feldespato de 3 a 4 cm que, en algunas zonas localizadas pueden ser de menor tamaño; el cuarzo es algo globuloso y las laminillas de biotita tienen tendencia a agruparse.

No se han reconocido diferenciados leucocráticos en las zonas de borde de las adamellitas.

Existen enclaves microgranulares melanocratos de naturaleza tonalítica y también xenolitos metamórficos generalmente esquistoso-micáceos y que no presentan ninguna regla de distribución o concentración en la roca intrusiva. Sus tamaños no sobrepasan los diez centímetros de diámetro medio.

Las adamellitas presentan textura holocristalina porfídica, hipidiomorfa, inequigranular de grano medio.

Están constituidas mineralógicamente por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita, presentando con cierta frecuencia cordierita. Los minerales accesorios más frecuentes son: moscovita, apatito, circón, rutilo, turmalina, topacio y minerales opacos. Minerales secundarios corrientes son: moscovita, clorita, pinnita y prehnita.

El cuarzo es alotriomorfo con extinción ondulante; es el último mineral en formarse.

La plagioclasa se presenta, tanto en fenocristales, como componente de la matriz, que es de grano medio-grueso. En ambos casos tiene contornos idiomorfos o subidiomorfos y está maclada polisintéticamente. Presenta zonados normales continuos u oscilatorios. Corresponde a una oligoclasa. Se altera algo a sericita; esta alteración se localiza siempre en el núcleo y cuando está más desarrollada nunca llega a afectar al borde del cristal; esporádicamente se altera a prehnita.

El feldespato potásico presenta secciones desde subidiomorfos a alotriomorfos. Tiene abundantes pertitas, en venas, films y gotas; a veces con macla de Carlsbad.

La biotita es pardo rojiza, tiene forma de láminas subidiomorfos de buen tamaño, mostrando a veces crecimientos simplectíticos con feldespato; presenta inclusiones de cristales de apatito, a veces muy desarrollados e idiomorfos, y también de circones con halos radiactivos, en ocasiones abundantísimos. Se altera, a veces, parcialmente a clorita, en especial por los bordes, con liberación de rutilo sagenítico y magnetita pulverulenta; excepcionalmente se altera todo el cristal.

La cordierita se presenta con bastante frecuencia; tiene formas desde subidiomorfos a totalmente alotriomorfos y está alterada, incipientemente o en su totalidad, a pinnita.

La moscovita es intersticial y parece originada por fluidos intergranulares tardíos.

Esporádicamente, se han reconocido crecimientos gráficos, cuarzo-feldespato potásico.

Los enclaves microgranulares que presentan las adamellitas son oscuros y petrográficamente corresponden a tonalitas. Pueden ser la manifestación de precursores más básicos en el magma original. Son rocas de grano fino-medio, y están constituidas por cuarzo, plagioclasa y biotita. Minerales accesorios son: circón, apatito, turmalina, epidota y opacos; también en cantidad accesorio, pero de carácter intersticial y póstumo, existen moscovita, prehnita y calcita. El cuarzo es alotriomorfo. La plagioclasa se presenta en cristales subidiomorfos, con zonado oscilatorio, y corresponde a una andesina An_{36} ; está con relativa frecuencia alterada a sericita, especialmente en zonas de núcleo. La biotita es parda, laminar y subidiomorfa, con abundantes inclusiones de circones con halos.

3.1.1.1. Caracterización geoquímica de las adamellitas

Los análisis de las muestras graníticas de la Hoja de Los Yébenes (ver tabla adjunta) indican que todas ellas corresponden a términos graníticos en sentido amplio, con unas variaciones en el contenido de sílice que oscilan entre casi un 69 % hasta un 74 %, correspondiendo los análisis de más bajo contenido en SiO_2 a muestras que se sitúan en el borde del plutón, situándose las de mayor contenido en áreas más centrales.

Al calcular los minerales normativos (CIPW) se observa que todas las muestras presentan corindón normativo, que manifiesta así el exceso en aluminio de estas rocas, el cual también se refleja en la mineralogía, ya que no es infrecuente encontrar muestras con cordierita.

El valor de la hiperstena normativa decrece con el aumento de cuarzo normativo, evidenciando así su disminución en hierro, que coincide con porcentajes menores de biotita en las muestras más ricas en cuarzo.

Se han representado algunos de los elementos mayores frente al índice de diferenciación (I. D.), eligiéndose los que presentan mayor variación (fig. 9).

Hay una disminución del Al_2O_3 , FeO y MgO con el aumento del índice de diferenciación; ello puede ser debido a que las muestras más diferenciadas contienen menos biotita y es este mineral el que aporta la mayor parte de estos elementos.

El CaO sufre también esta disminución, como consecuencia de que el porcentaje de plagioclasa disminuye hacia los términos más diferenciados, en los cuales, además, es de composición más albitica.

Por lo que se refiere al Na_2O y K_2O , se mantienen más o menos constantes en todos los análisis, sin sufrir importantes variaciones.

Proyectando estos análisis en el diagrama de minerales característicos de DEBON Y LEFORT (1983) (fig. 10), quedan dentro del campo de las rocas peralumínicas definidas por estos autores, con valores bajos para el parámetro B y moderados para el parámetro A.

La mayoría de los análisis quedan dentro del campo II, que corresponde a aquellas rocas en las que el contenido en biotita es mayor que el de moscovita, y dos de ellos se sitúan en el campo III (rocas en las que sólo hay biotita). Esta clasificación concuerda con lo observado al microscopio, ya que la cantidad de moscovita que presentan estas rocas es

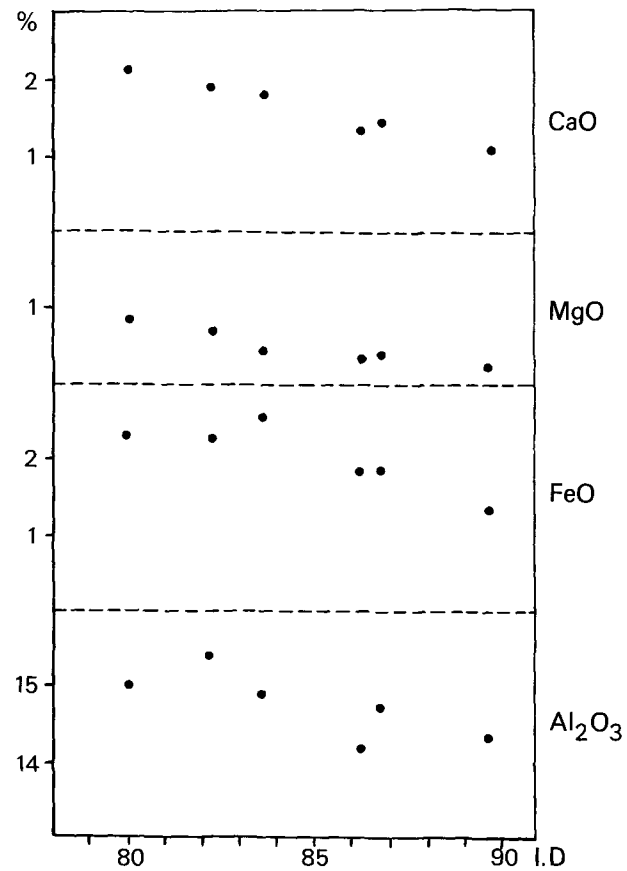


FIG. 9 Representación de algunos de los elementos mayores frente al índice de diferenciación (I.D.), eligiéndose los que presentan mayor variación.

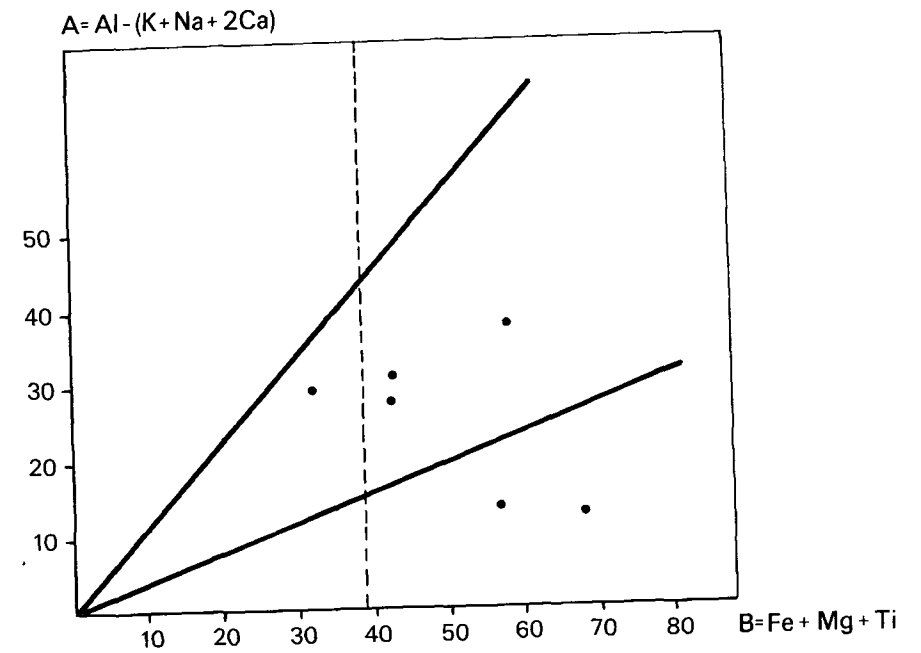


FIG. 10 Proyección en el campo de las rocas peraluminicas en el diagrama de DEBON y LEFORT (1983).

siempre inferior a la de biotita, procediendo la mayor parte de ella de la alteración de los feldespatos o la cordierita.

Uno de los análisis queda en el campo de las rocas leucocráticas, lo cual indica el bajo contenido en ferromagnesianos de esta muestra.

Los análisis quedan un poco dispersos, por lo que no marcan una clara pauta evolutiva; únicamente indicar que son algo similares a las asociaciones aluminicas propuestas por los citados autores.

Elementos menores: Algunos de ellos se han representado frente al índice de diferenciación (fig. 11).

Bario: Se mantiene bastante constante, aunque presenta una ligera tendencia a disminuir con el I. D.

El que se mantenga constante puede estar relacionado con la afinidad que tiene este elemento para unirse al K; como éste se mantiene constante, el Ba también. Su ligera disminución también está relacionada con este hecho, ya que el K se encuentra tanto en el feldespato potásico como en la biotita (el Ba tiene más afinidad a entrar en la biotita); si disminuye este mineral también lo hará el Ba.

Cerio: Presenta una pauta de variación similar a la del bario. Su disminución con el aumento del I. D. puede estar ligada a la fuerte capacidad del apatito para extraer este elemento; como este mineral es de cristalización temprana, empobrecería a los líquidos finales en cerio.

Lantano: También disminuye con el grado de diferenciación, aunque presenta una ligera dispersión. Este elemento se encuentra en minerales accesorios (apatito, circón); al disminuir éstos en las rocas más evolucionadas, también lo hace el lantano.

Rubidio: El contenido en este elemento es normal para este tipo de rocas, similar al que presentan las rocas graníticas del Sistema Central español (APARICIO *et al.*, 1983). Presenta correlación positiva con el I. D.; este hecho apunta a que la cristalización de la biotita no ha producido un empobrecimiento de este elemento en los líquidos residuales, ya que es este mineral el que presenta un coeficiente de reparto más elevado. El Rb ha podido alojarse en la red de los feldespatos potásicos, siendo así su contenido moderado.

Estroncio: El contenido en este elemento es también normal para este tipo de rocas. Los análisis quedan un poco dispersos al proyectarlos, pero marcan una cierta tendencia a disminuir con el aumento de la diferenciación, disminución que está condicionada por la cristalización de la plagioclasa que empobrece en Sr a los líquidos residuales.

Ytrio: Este elemento no presenta prácticamente ninguna variación, siendo su contenido igual para todas las muestras.

Circonio: Disminuye con el aumento de la diferenciación, lo cual indica que el circón ha cristalizado en las fases tempranas, empobreciéndose así los líquidos finales en este elemento.

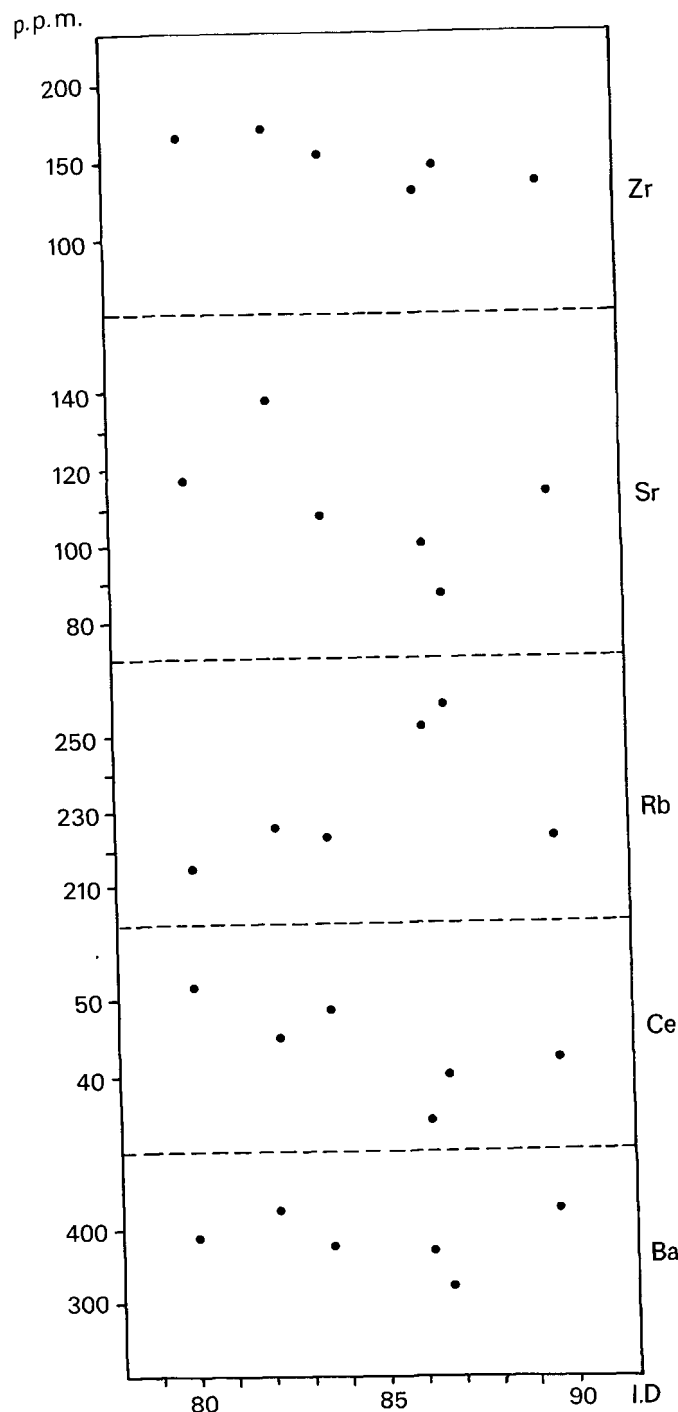


FIG. 11 Representación de algunos de los elementos menores frente al índice de diferenciación.

A partir de los datos expuestos podemos concluir que los granitos de Los Yébenes son de carácter aluminico (tipo S) y parece ser que han evolucionado mediante un proceso de cristalización fraccionada (disminución de FeO, MgO, CaO por cristalización de biotita y plagioclasa) a partir de líquidos iniciales más básicos, cuyos representantes rocosos han podido quedar como enclaves microgranulares o en los bordes del plutón, ya que es aquí donde se producen las primeras cristalizaciones y además también se encuentran los términos con más bajo contenido en SiO₂.

Por lo que se refiere a la edad de emplazamiento, y teniendo en cuenta que estos granitos pertenecen al plutón de MORA-GALVEZ, según ANDONAEGUI e IBARROLA (1987), ésta es Namuriense, similar a otras edades de emplazamiento de granitos postorogénicos del Sistema Central español (IBARROLA *et al.*, 1986).

De acuerdo con los autores citados en primer lugar, la edad absoluta de emplazamiento es de 320 ± 8 m.a. y la relación isotópica inicial de Rb⁸⁷/Sr⁸⁶ de 0.7103 ± 0.0003 . Esta relación inicial, junto con las características mineralógicas y geoquímicas que presentan estos granitos, indican una influencia cortical en el magma que los originó.

ANÁLISIS QUÍMICOS

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	68,76	70,53	70,57	72,42	72,49	73,86
Al ₂ O ₃	15,07	14,97	15,49	14,20	14,75	14,35
Fe ₂ O ₃	0,66	0,34	0,35	0,31	0,26	0,33
FeO	2,35	2,58	2,28	1,84	1,88	1,36
MnO	0,06	0,05	0,05	0,05	0,05	0,04
MgO	0,87	0,48	0,72	0,38	0,39	0,28
CaO	2,19	1,86	1,91	1,38	1,43	1,11
Na ₂ O	3,59	3,59	3,34	3,42	3,34	3,70
K ₂ O	4,15	4,60	4,22	4,26	4,64	4,37
TiO ₂	0,42	0,38	0,37	0,28	0,29	0,17
P ₂ O ₅	0,18	0,20	0,26	0,24	0,24	0,17
H ₂ O	1,13	0,73	0,92	0,84	0,74	0,74
Total	99,43	100,31	100,48	99,62	100,50	100,48

NORMA C.I.P.W

	1	2	3	4	5	6
Q	25,06	26,12	29,02	32,12	31,03	32,38
Or	24,53	27,18	24,94	25,18	27,42	25,83
Ab	30,38	30,38	28,26	28,94	28,26	31,31
An	9,69	7,92	7,78	5,28	5,53	4,40
Hy	5,35	5,12	5,17	3,70	3,82	2,72
Mt	0,96	0,49	0,51	0,45	0,38	0,48
Il	0,80	0,72	0,70	0,53	0,55	0,32
Ap	0,42	0,46	0,60	0,56	0,56	0,39
C	1,12	1,18	2,58	2,03	2,21	1,92
I.D.	80,07	83,68	82,22	86,24	86,71	89,52

ELEMENTOS MENORES

	1	2	3	4	5	6
Ba	387	376	425	366	322	424
Ce	52	49	45	34	40	42
La	41	44	42	16	22	36
Rb	215	223	226	252	258	223
Sr	118	108	139	100	87	114
Y	27	23	22	20	21	22
Zr	168	155	172	131	148	138

3.2. ROCAS FILONIANAS

Tanto en el batolito adamellítico de Sonseca, como en los metasedimentos, se encuentran con cierta frecuencia diques de diversa composición, siguiendo generalmente las superficies de fracturación predominantes.

Se han distinguido diques diabásicos y pórfidos graníticos. Existen también aplitas y diques de cuarzo, pero sin representación cartográfica, dada su escasa potencia.

Los filones aplíticos se han observado fundamentalmente en los metasedimentos paleozoicos. Su localización en el campo es difícil, ya que hay que deducir su existencia por el resalte que originan, al estar recubiertos por materiales de alteración.

La potencia de los filones aplíticos no sobrepasa el metro, aunque excepcionalmente se ha reconocido uno de 15 m en una cantera al S del Palacio de El Castañar.

Son rocas con textura generalmente hipidiomorfa de grano fino, aunque a veces presentan fenocristales de plagioclasa.

Mineralógicamente están constituidas por cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico; moscovita y biotita están en menor proporción. Los accesorios más frecuentes son : turmalina, rutilo, circón, sillimanita, apatito, cordierita y opacos.

El cuarzo se presenta en dos generaciones. En la primera es idiomorfo incluido en feldespatos, en la segunda es alotriomorfo intercristalino desarrollado tardíamente.

La plagioclasa es albita; subidiomorfa en los fenocristales y con menor idiomorfismo en los restantes cristales, generalmente zonada. Presenta incipiente alteración en los núcleos a sericita.

El feldespato potásico es perítico en films.

La biotita se presenta en láminas subidiomorfas con abundantes inclusiones de circones con halos radiactivos. Está parcialmente decolorada y cloritizada con formación de rutilo y magnetita como subproductos.

La moscovita es subidiomorfa, generalmente asociada a biotita.

La cordierita puede desarrollar buenos cristales y está alterada a pinnita parcialmente.

Los diques de cuarzo, generalmente con poca continuidad lateral, presentan anchuras variables desde pocos centímetros a un máximo de 2-3 m. Son prácticamente monominerales de cuarzo, con textura granuda algo porfídica de grano grueso. En pequeña cantidad presentan clorita de color verde intersticial en agregados en haces fibrosos. Es una clorita primaria depositada en condiciones hidrotermales.

3.2.1. Diques diabásicos (1)

Se localizan dentro de la serie detrítica del Cámbrico, con potencias de unos 30 m y direcciones E-O. No originan resalte sobre el terreno y pueden pasar desapercibidos. Tienen color verde oscuro. La erosión actúa sobre estas rocas, poniendo de manifiesto su textura en cebolla, originando bolos sueltos y dando lugar a un suelo de color rojizo característico.

Microscópicamente tienen textura subofítica. La característica dominante es su alto grado de alteración. Están constituidos por plagioclasa y anfíbol fibroso uralítico procedente de la alteración de piroxeno; presentan cantidades notables de opacos junto con leucoxeno. Minerales accesorios son cuarzo y apatito.

3.2.2. Pórfidos graníticos (2)

Son las rocas filonianas más abundantes en la Hoja. Se presentan en diques de espesor muy variable (entre 0,3 y 15 m) y recorridos por lo general no superiores a los 2-3 km y dirección NNE.

Los contactos con la roca encajante son netos.

Corresponden a dos tipos: granítico-adamellítico y leucocráticos; los primeros dan un suelo rojizo característico y los segundos de color blanco.

3.2.2.1. Pórfidos granítico-adamellíticos

Texturalmente pueden ser, pórfidos de matriz microcristalina y pórfidos holocristalinos de grano medio a grueso.

Los pórfidos de matriz microcristalina, que en ocasiones es esferulítica, la tienen formada principalmente por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y laminillas de sericita. La textura es algo glomeroporfídica. Los fenocristales son de cuarzo de idiomorfo a subidiomorfo con golfos de corrosión, de plagioclasa subidiomorfa, maclada polisintéticamente, algo alterada a sericita y a prehnita, de feldespato potásico subidiomorfo pertítico en gotas, a veces maclado con macla de Carlsbad, y de biotita subidiomorfa con circón en inclusiones y parcialmente cloritizada.

Los pórfidos holocristalinos de grano medio a grueso son de textura porfídica-glomeroporfídica con matriz holocristalina de grano grueso.

Los fenocristales son de cuarzo, feldespato potásico, subidiomorfo a alotriomorfo algo pertítico en gotas, plagioclasa hipidiomorfa maclada polisintéticamente y biotita. Esporádicamente presentan algo de cordierita pinnitizada casi en su totalidad. Minerales accesorios son: apatito, circón, rutilo y opacos.

La matriz, a veces es tan gruesa que gradúa por su tamaño al de los fenocristales, está formada por cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa.

De este tipo de pórfidos hay un tránsito a los pórfidos granofídicos, los cuales destacan por la abundancia de crecimientos micrográficos dispuestos en forma radial alrededor del feldespato potásico micropertítico con macla de Carlsbad. En mucha menor proporción hay crecimientos simplectíticos cuarzo-feldespato potásico.

En ambos tipos texturales de pórfidos hay moscovita intersticial en haces fibroso-radiados a veces con cuarzo formando cavidades miarolíticas.

3.2.2.2. Pórfidos leucocráticos

Son pórfidos muy evolucionados, de textura porfídica-glomeroporfídica. La matriz felsítica, formada por feldespato potásico con cuarzo y plagioclasa, es esferulítica con abundantes laminillas aciculares de moscovita desorientadas.

Los fenocristales constituyen el 15-20 % de la roca; son de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa. Minerales accesorios son apatito y opacos. Los fenocristales de cuarzo son idiomorfos, con una corona microcristalina de intercrecimientos feldespato potásico-cuarzo; algunos presenta golfos de corrosión. Los de feldespato potásico son idiomorfos-subidiomorfos con la macla de Carlsbad frecuente, algo pertíticos y anubarrados. Los fenocristales de plagioclasa son idiomorfos-subidiomorfos.

En ocasiones se agrupan los cristales de feldespato potásico y/o plagioclasa y/o cuarzo formando textura glomeroporfídica.

3.3. METASEDIMENTOS

3.3.1. Calizas, dolomías y margocalizas (4)

Estos materiales carbonatados están afectados por el metamorfismo de contacto producido por la intrusión de rocas graníticas, dada su proximidad a éstas. Las diferentes rocas que se originan están íntimamente asociadas y, por tanto, su representación individualizada en el mapa no es posible. Corresponden a: mármoles calcodolomíticos, mármoles calcosilicatados y skarns.

3.3.1.1. Mármoles calcodolomíticos

Son de color blanco a blanco-grisáceo y algunos tipos se explotan en pequeñas canteras.

Estas rocas presentan una variación en su composición desde aquéllas, fundamentalmente de calcita a las ricas en dolomita, pasando por términos intermedios. Tienen como componentes mayoritarios carbonatos y, en pequeñas cantidades, minerales moscovítico-sericíticos, cuarzo y opacos. La textura es granoblástica poligonal con desarrollo de puntos triples por efecto metamórfico de contacto; la calcita muestra maclas polisintéticas y la dolomita desarrolla cristales romboédricos.

3.3.1.2. Mármoles calcosilicatados

Al igual que en los mármoles calcodolomíticos, es frecuente la presencia de dolomita asociada a calcita, aunque dolomita como único carbonato no se ha observado.

Presentan textura granoblástica y a veces alternancia de bandas de carbonatos con otras de silicatos cálcicos.

Mineralógicamente varían de unas zonas a otras; están constituidos, además de por los carbonatos citados, por diópsido poiquiloblástico, en ocasiones asociado a tremolita, y en cantidades accesorias por cuarzo, talco, esfena, moscovita, biotita y opacos. Otros no presentan la asociación mineral citada, sino epidota en grandes cristales poiquiloblásticos y zoisita; accesoriamente esfena y cuarzo.

3.3.1.3. Skarns

Presentan textura granoblástica, a veces con bandeo.

Como suele ser característico en este tipo de rocas, se observan asociaciones minerales muy variables, incluso en zonas muy próximas, tales como: diópsido \pm wollastonita \pm grosularia \pm carbonato \pm hornblenda \pm cuarzo \pm feldespato potásico \pm plagioclasa \pm biotita \pm esfena \pm zoisita. El diópsido está siempre presente. La wollastonita se presenta en secciones tabulares con tendencia fibrosa y frecuentemente maclada, a veces alterada a calcita. La grosularia muestra grandes profiroblastos idiomorfos, a veces poiquiloblásticos con inclusiones mostrando zonado y puede tener birrefringencia anómala. La plagioclasa se concentra en zonas más aluminicas y corresponde a una andesina.

Otra asociación mineralógica está formada por epidota, cuarzo \pm idocrasa \pm zoisita \pm carbonato \pm cordierita \pm hornblenda, que corresponde a un *apaskarn* fundamentalmente epidotítico; presenta bandeo mineralógico grosero, con enriquecimientos en idocrasa en zonas con exceso de Al_2O_3 .

3.3.2. Pizarras y grauvas (5)

Las pizarras son sericíticas y presentan alternancia de lechos de 1 cm con otros de 0,5 cm, los primeros predominantemente arcillosos, constituidos en gran parte por sericita y clorita,

y los segundos más silíceos, cuarzo-sericítico-cloríticos. Turmalina, cloritoide y minerales de hierro, concentrados principalmente en microfracturas, son componentes minoritarios. Presentan esquistosidad S_1 bien marcada que es crenulada por S_2 , formando un ángulo aproximado de 70° .

Las grauvas presentan una textura metasammítica bandeada; en algunos casos la reconstrucción de la matriz hace insinuarse un cierto esquistosamiento, pasando a una esquistosidad débil y distorsionada, pero en otros casos la esquistosidad se desarrolla perfectamente, estando marcada por los minerales micáceos. Esta esquistosidad principal está crenulada por una segunda esquistosidad. El tamaño de grano de los clastos oscila entre 1,2 y 0,2 mm, generalmente subangulosos; están constituidos por cuarzo (mono o policristalino) y en cantidad subordinada por plagioclasa-oligoclasa. La matriz está formada por sericita y clorita y representa del 25 al 50 % del volumen de la roca. Minerales accesorios son: moscovita, turmalina, apatito, circón, rutilo, biotita, feldespato potásico y opacos. Minerales neoformados metamórficamente en estas metagruvas son: clorita, epidota, cloritoide y opacos.

Hacia techo de las pizarras y grauvas descritas, la serie se hace más arenosa, originando unas areniscas de matriz predominantemente sericítica, con algo de cuarzo muy fino y clorita. En zonas de distribución irregular, pero volumétrica importantes, la matriz se hace ferruginosa.

Los clastos de cuarzo de mayor tamaño pueden llegar a tener 0,1 mm de diámetro, son subangulosos y con extinción ondulante. Algunas de estas metareniscas se hacen algo feldespáticas, ya que presentan plagioclasa. En la matriz se encuentran dispersos accesoriamente moscovita, turmalina, esfena, circón y opacos.

En las zonas próximas a las rocas adamellíticas y por acción de metamorfismo de contacto, se neoforman nódulos de cordierita poiquiloblástica con cuarzo, que originan rocas de textura maculosa; la cordierita está siempre totalmente transformada en pinnita (agregado de biotita verde y moscovita-sericita). Por el mismo efecto térmico, pero ocasionalmente, también se forman blastos tabulares achatados de biotita.

3.3.3. Conglomerados, microconglomerados y areniscas (6)

Los conglomerados presentan esqueleto quebrantado. Los cantos son heterogranulares y heteromorfos. El grado de selección es muy bajo. Los cantos son predominantemente subangulosos, de cuarzo mono o policristalino, cuarcita y fragmentos de metalutitas, también hay pajuelas de moscovita detritica. La matriz de estos metaconglomerados es sericítica y en zonas está enriquecida en cuarzo microcristalino, tiene una disposición groseramente fluidal que se adapta a los cantos. Las bandas más arcillosas presentan un doblamiento o crenulación de la orientación o esquistosidad predominante, es decir, S_2 , originada por crenulación de S_1 . Existe clorita y cloritoide en cristales neoformados metamórficamente.

Los microconglomerados presentan clastos heterogranulares y heteromorfos. El grado de selección es bajo. Los clastos son predominantemente subangulosos-subredados; composicionalmente son de cuarzo monocristalino, en ocasiones policristalino, muestran extinción

ondulante. La matriz es microcristalina de cuarzo y sericita, dominando esta última que lleva asociada algo de clorita en zonas.

En la matriz de estos microconglomerados parece marcarse una cierta orientación.

3.3.4. Pizarras, areniscas y cuarcitas (7)

Las pizarras están constituidas mineralógicamente por sericita, cuarzo y clorita, minoritariamente hay circón que se concentra en determinados niveles, turmalina, apatito, rutilo, moscovita y opacos; dado el predominio de sericita se las puede denominar pizarras sericíticas.

Los clastos de cuarzo presentan un diámetro medio de 0,01 mm a 0,04 mm pudiendo llegar a 0,08 mm.

La sericita y la clorita (esta última en proporción inferior) marcan una esquistosidad principal que coincide con S_0 , la cual viene marcada por niveles ricos en minerales arcillosos; S_1 está crenulada por S_2 a 70° aproximadamente de S_1 .

La acción metamórfica viene marcada por la presencia de blastos neoformados de cloritoide tabular, a veces transformados en magnetita. El metamorfismo de contacto superpuesto al regional de bajo grado se pone de manifiesto en estas rocas, originando pizarras mosqueadas. Se neoforman porfiroblastos de biotita laminar achatada que cortan a la esquistosidad; a veces esta biotita está parcialmente desferrificada o transformada en parte a clorita por metamorfismo retrógrado.

Las areniscas están constituidas por clastos fundamentalmente de cuarzo, con diámetro de 0,08 mm, aunque en los tramos superiores se han encontrado algunas areniscas que por el tamaño de sus clastos estarían en el tránsito a microconglomerados; se las podría denominar areniscas gruesas. Los clastos de cuarzo son subangulosos. Componentes accesorios son: moscovita, turmalina, circón, apatito, rutilo, esfena, biotita y opacos. La matriz es sericítica esencialmente, aunque hay bandas sericítico-arcillosas de 2-4 mm de espesor en algunas zonas y otras con algo de clorita; estas bandas pueden presentar impregnaciones de óxidos de hierro. La reordenación de la matriz puede ser desde muy incipiente a una esquistosidad algo grosera, pasando por una pseudoesquistosidad, ya que se presenta entrecruzada. En las citadas bandas sericítico-arcillosas, por su propia composición, presentan no sólo la esquistosidad principal, sino la S_2 que crenula a la anterior.

Estas rocas se ven afectadas en parte por la influencia térmica del batolito granítico y muestran una acción de contacto al desarrollar porfiroblastos de cordierita poiquiloblástica con cuarzo; la cordierita se ha pinnitizado totalmente; también se neoforman blastos de biotita y, en muchas ocasiones, grandes porfiroblastos de andalucita, pleocroica en rosa plagada de inclusiones poiquilíticas de cuarzo. Dada la mayor fuerza de cristalización de la andalucita es más idioblástica que la cordierita. En las zonas más próximas a la roca adamellítica se originan verdaderas corneanas de cordierita y andalucita.

Las cuarcitas presentan textura granoblástica. El cuarzo es el componente esencial, consti-

tuyendo como mínimo el 90 % del volumen total de la roca. Los cristales de cuarzo generalmente están en contacto entre ellos, con desarrollo de puntos triples y con extinción ondulante. Los restantes componentes minerales son sericita, moscovita, biotita, clorita, turmalina, circón, apatito, rutilo, prehnita, leucoxeno y opacos. Entre los límites de los cristales de cuarzo puede existir una fina película de sericita junto a finas láminas de moscovita, biotita, clorita y prehnita, esta última, ocasionalmente, en microfisuras. La biotita a veces se agrupa en haces parcialmente desferrificados llegando a originar clorita y rutilo sagenítico. Las cuarcitas no sólo son homogéneas composicionalmente, excepción hecha de algunas finas alineaciones enriquecidas en minerales pesados, sino también texturalmente, salvo algunas zonas con pequeñas segregaciones de cuarzo en forma de vena que pueden llegar a 3 mm de grosor.

Por acción del metamorfismo de contacto se han originado, en zonas próximas al granito, blastos de andalucita pleocroica en rosa con inclusiones poiquilíticas de cuarzo.

3.3.5. Cuarcita Armoricana (8)

Está constituida por un mosaico granoblástico de cuarzo que constituye más del 90 % de la roca. El cuarzo presenta puntos triples y extinción ondulante. Entre los límites de los granos de cuarzo hay finísimas láminas de micas (moscovita detrítica principalmente junto a biotita y clorita) y de prehnita. Minerales accesorios son: circón, turmalina, rutilo y opacos.

3.3.6. Alternancia de cuarcitas y pizarras (9)

Los tramos cuarcíticos son muy semejantes a la Cuarcita Armoricana, pero también existen, alternando con las pizarras, areniscas muy micáceas constituidas por clastos de cuarzo de angulosos a subangulosos en una matriz fundamentalmente sericítica y algo clorítica. Presentan una cierta impregnación de óxidos de hierro. En pequeña proporción, aunque a veces relativamente abundantes, hay moscovita laminar detrítica, turmalina, circón, esfena y opacos.

Las pizarras están constituidas por sericita predominante, por lo que se podrían denominar pizarras sericíticas. Además de la sericita tienen cuarzo, elongado, tamaño limo y moscovita detrítica en pajuelas que flotan sobre la matriz y que conjuntamente marcan la esquistosidad de flujo. De forma dispersa hay clastos de cuarzo que pueden llegar a tamaños de 0,1 mm. En cantidad accesoria hay turmalina, circón y opacos.

3.3.7. Pizarras negras (10)

Petrográficamente son rocas clasificables como pizarras sericíticas de grano fino, con una esquistosidad marcada por la sericita y la clorita. Estos dos minerales, junto al cuarzo, son mayoritarios. En cantidad accesoria hay finas laminillas de moscovita detrítica, turmalina, circón, rutilo y opacos.

Al metamorfismo regional de bajo grado se sobrepone una acción metamórfica de contacto con neoformación de blastos de biotita que cortan la esquistosidad.

3.4. METAMORFISMO

3.4.1. Metamorfismo regional

El metamorfismo regional que han sufrido los materiales cámbricos y ordovícicos de composición pelítica, arenosa y grauvaquica, son siempre de grado bajo. La paragénisis metamórfica que presentan es:

cuarzo + sericita + clorita \pm cloritoide

Los minerales fílicos originados en el metamorfismo regional, sericita y clorita principalmente, están orientados en los planos de esquistosidad y sufren flexiones en torno a los clastos pretectónicos; son, pues, contemporáneos con la etapa esquistogenética principal (fase I).

La fase II se manifiesta como una crenulación que pliega a los minerales fílicos, pero no hay recristalización verdadera en los planos S_2 , por lo que metamorfismo regional sería prefase II.

3.4.2. Metamorfismo de contacto

La intrusión de las rocas graníticas en los materiales cámbricos y ordovícicos origina en los mismos una amplia banda de potencia bastante uniforme de metamorfismo de contacto, que pueda llegar hasta los 3-5 kms desde el límite con el granito.

La paragénisis mineral originada por metamorfismo térmico para rocas pelíticas es:

cordierita + biotita + cuarzo + moscovita

que corresponde a un metamorfismo de grado medio.

Para las rocas carbonatadas la paragénisis mineral es:

diópsido + turmalina + calcita + cuarzo

que nos indican condiciones correspondientes a un metamorfismo térmico de grado medio, WINKLER, H.G.F. (1978).

Puntualmente, en un afloramiento calcáreo en la carretera de Orgaz a Arisgotas, a 2,5 km de esta localidad, se ha desarrollado la paragénisis:

diópsido + wollastonita + cuarzo

que correspondería a un metamorfismo de grado alto.

En la etapa térmica originada por la intrusión de las adamellitas se reconocen los efectos siguientes: tanto los nódulos de cordierita como las láminas equidimensionales de biotita y también los blastos de andalucita engloban a la esquistosidad principal.

Por tanto, se deduce que el metamorfismo de contacto es posterior a la etapa esquistogenética principal.

4. GEOMORFOLOGIA

La Hoja de Los Yébenes ocupa una posición muy interesante geomorfológicamente por ser frontera natural de los Montes de Toledo. Se relacionan en este espacio geográfico las primeras sierras nororientales y su Plataforma externa granítico-migmática con inselbergs o relieves residuales cuarcítico-pizarrosos del Paleozoico inferior. Pero dado el ámbito geográfico reducido de la Hoja, resulta difícil una explicación geomorfológica completa, ya que habría que relacionar estas sierras y la Plataforma externa con el borde meridional de la cuenca del Tajo (en la región de Toledo, en el valle terciario del Algodor y con la Mesa de Ocaña), con la cuenca de La Mancha, que incipientemente asoma en el Sinclinatorio de Los Yébenes, en el margen suroriental de la Hoja, e inclusive con la cuenca del Guadiana en la Llanura manchega.

Pueden distinguirse tres unidades geomorfológicas bien diferenciadas, que de N a S son las que siguen:

Plataforma externa de los Montes de Toledo, también se la ha denominado meseta de Toledo o meseta toledana. Los elementos mayores que la constituyen en la zona son:

Restos de un piedemonte detrítico, poco potente (un máximo de quizá 10 m), que se inclina hacia el N y NE, con pendientes en su cabecera del orden del 2-3 %, y desde las partes medias a su pie, del 1 %. Las cotas de arranque al W son de 900 m, mientras que al E son de 840 m. Un basculamiento hacia el NE parece probable solidariamente con el nivel de cumbres, como se verá más adelante.

El piedemonte detrítico se encuentra sobre un manto de alteración esmectítico (MOLINA *et al.*, 1986) de 10 a 15 m de potencia, desarrollado en el granito. Estas formas se presentan fuertemente erosionadas por las arroyadas en el cuadrante noroccidental, colgadas 40 m o más respecto a los fondos de los valles y su morfología es de mesa o de largos planos, con perfil acusadamente cóncavo. En el cuadrante nororiental este piedemonte está mejor preservado por ser menos energético en su incisión el nivel de base local del barranco Riansares.

El nombre genérico dado a este piedemonte es el de Raña (GOMEZ DE LLARENA, 1916), a pesar de que hay autores (MOLINA, 1980; PEREZ-GONZALEZ, 1982) que lo consideran un piedemonte anterior, ya que la Raña, algo más joven, se encajaría en él. Sin embargo, en esta ocasión se ha preferido no complicar la nomenclatura a la espera de resultados de carácter más regional, teniendo en cuenta, además, que aparentes encajamientos de planos pueden ser debidos a la dirección de basculamiento señalada antes y que la presencia de importantes y complejas acumulaciones de carbonatos, por ejemplo en el perfil de Canto

Melonero, no justifican una mayor antigüedad, ya que su distribución es zonal y puede tener su origen en influjos atmosféricos, como el viento, que transportan partículas de carbonato de la cuenca manchega próxima o las gotas de lluvia que llevan en disolución carbonato cálcico. Esto no significa que la hidrólisis de los feldespatos no haya coadyuvado a este fenómeno.

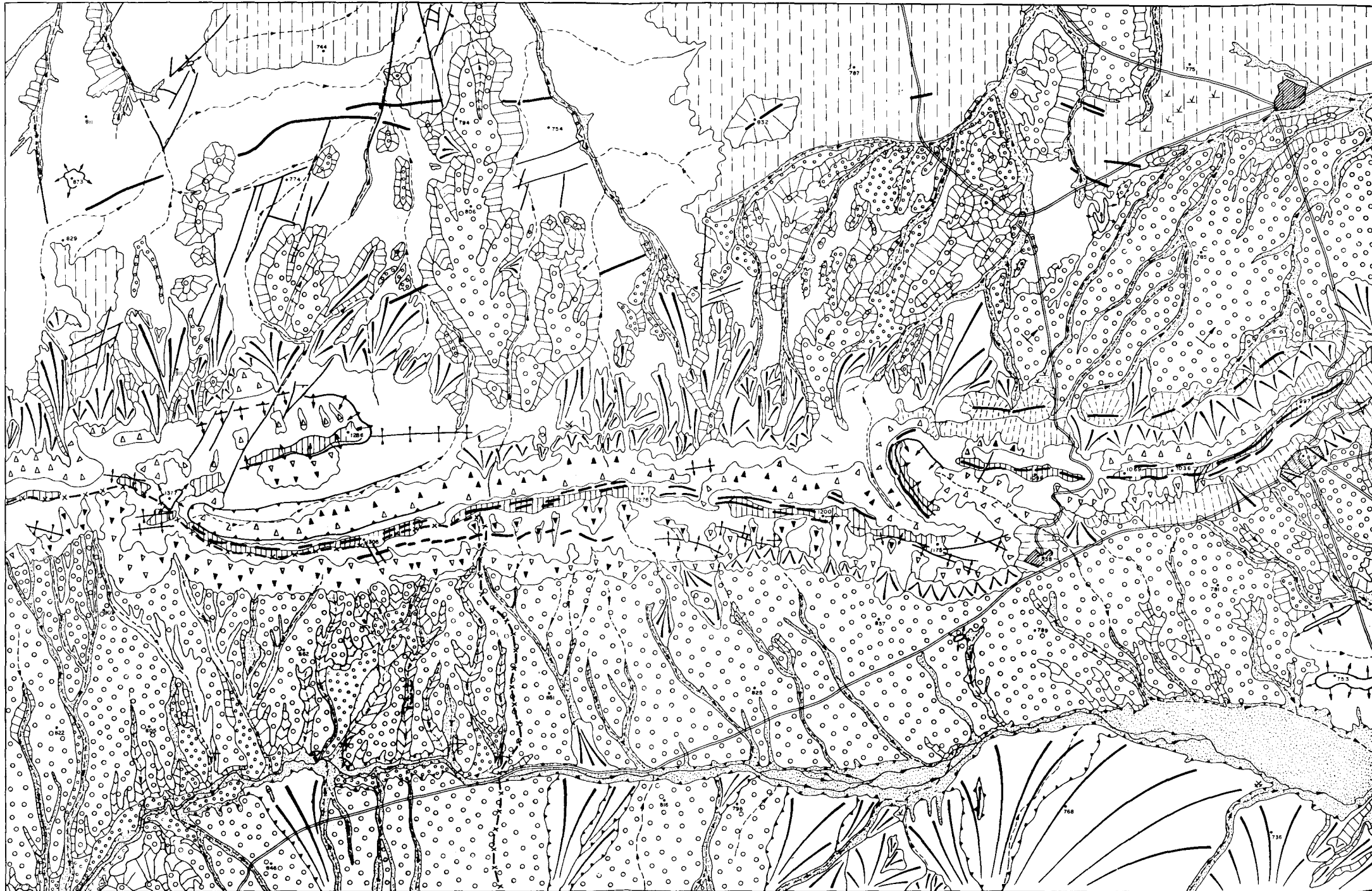
La alimentación de este piedemonte está en las laderas y cuencas de drenaje abiertas en el flanco N de las Sierras de El Castañar y Los Yébenes, que estarían tapizadas de pedreras como consecuencia de procesos de crioclasticidad en altura que fraccionarían mecánicamente las barras cuarcíticas existentes. Es posible que este piedemonte represente un cierto cambio climático, con inviernos más fríos y temperaturas medias anuales inferiores a la actualidad, pero dentro de un clima mediterráneo. La disponibilidad de agua sería suficiente para transportar las cargas y organizar un sistema de canales distribuidores de dimensiones métricas, tal y como se ve en el corte de Canto Melonero, en posición distal.

Los procesos subsiguientes, de erosión y depósito, van modelando un paisaje durante el Pleistoceno de acumulaciones longitudinales que son las terrazas y de conoides de detríticos que se implantan al pie de las sierras, encajándose en la Raña y entre sí, sucesivamente, al menos en tres ocasiones. Las terrazas, mal conservadas, no son coetáneas de los abanicos aluviales, representan un momento posterior.

El desmantelamiento progresivo pleistoceno del saprolito granítico ha dejado al descubierto una superficie granítica grabada (cotas comprendidas entre 760 y 790 m) muy bien expuestas en los términos de Sonseca y Orgaz. En esta superficie se reconocen gran número de formas graníticas (tors, berrocales, piedras caballerías, acanaladuras, etc.) que han sido cartografiadas en detalle en zonas inmediatamente adyacentes por HERRERO MATIAS (1988).

La barra cuarcítica de Telanca (832 m), al SW de Sonseca, es un resalte originado por la progresiva profundización de la alteración y movilización de las alteritas desde tiempos anteriores al depósito de la Raña. En esta época ya era un relieve residual al igual que el cerro granítico del Rincón del Roto (873 m), situado en la esquina NO de la Hoja. Otras barras de composición porfídica, de cuarzo, etc., han quedado destacadas por procesos de erosión más recientes.

Las Sierras de El Castañar y Los Yébenes. Forman las estribaciones nororientales de los Montes de Toledo, elevándose de 200 a 400 m sobre la unidad anterior. Estas sierras, de dirección E-W, constituyen la morfoestructura septentrional apalachiana del Sinclinorio de Los Yébenes, con los elementos propios de ese relieve (GARCIA ABAD y MARTIN-SERRANO, 1980) de estructuras plegadas, con barras y crestas en rocas duras que dan origen a un nivel de cumbres, posible relictos de una antigua superficie de erosión, hoy sobrelevada por efecto de la orogenia alpina. Sin embargo, no todos los autores (MUÑOZ JIMENEZ, 1978) están conformes con esta interpretación y definen a las superficies de cumbres como «superficies estructurales derivadas» de un proceso morfogenético continuo y complejo de arrasamiento de los niveles sedimentarios superiores blandos y plásticos, hasta alcanzar los niveles duros de cuarcita del Arenig; de esta suerte, al relieve de los Montes de Toledo habría que considerarlo pseudo-apalachiano. Independientemente de estas consideraciones genéticas, el nivel de cumbres de estas sierras desciende desde los 1.300-1.200 m, que



L E Y E N D A

TOPOGRAFIA E HIDROLOGIA

* 1377	Cota en metros
	Rio, arroyo episódico o estacional
	Rio semipermanente
	Divisoria Tajo - Guadiana

TECTONICA Y FORMAS ESTRUCTURALES

	Falla, fractura
	Anticlinal
	Sinclinal
	Capas inclinadas
	Capas subhorizontales
	Basculamiento
	Sinclinal colgado
	Comba
	Val
	Barra

FORMAS FLUVIALES

	Fondo de valle
	Terrazos
	Abanicos y conos aluviales
	Piedemonte de la Raña

FORMAS POLIGENICAS

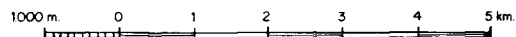
	Areas de drenaje deficiente
	Deslizamiento
	Derrubios y suelos rojos
	Superficie grabada
	Nivel de cumbres

FORMAS DE GRAVEDAD

	Conchales fijos
	Conchales móviles
	Coluviones

SIGNOS DIVERSOS

	Relieve residual o culminante
	Borde de terraza
	Escarpe
	Cantera inactiva
	Núcleo urbano
	Carretera



tienen al W, hasta los 900 m al E. Esta inclinación coincide en su sentido con la observada en el piedemonte de la Raña labrado en la Plataforma externa de los Montes de Toledo, y tienen también su correspondencia en los distintos valores de la tasa de incisión de los ríos y arroyos según se encuentren en sectores occidentales u orientales. Hay que sugerir entonces un movimiento de báscula hacia el NE después del depósito de la Raña, ya que ésta es solidaria con el bloque movido.

Esta pérdida de altitud ha controlado, indirectamente, la evolución de los canchales recientes. Las cotas más elevadas del W han favorecido la acción de la helada y, por tanto, un mayor volumen de fraccionamiento de las cuarcitas de las cumbres, que llegan a tapizar casi totalmente las laderas de la Sierra de El Castañar, al contrario que en la Sierra de Los Yébenes, donde esta formación superficial es mucho más discreta. La edad de esta formación podría corresponder a los últimos fríos würmienses o al deterioro climático holoceno del estadio subboreal (5.300-2.300 años antes de ahora), que parece lo más probable.

Los retoques cuaternarios al bloque montañoso de la sierra son mínimos habida cuenta del relativo poco volumen de material movilizado y por la pervivencia de derrubios con suelos viejos en las laderas. La época de retroceso de las vertientes y del modelado que hoy se observa tienen que ser anteriores, siendo sus últimas manifestaciones de importancia el depósito correlativo del piedemonte de la Raña.

Sinclinorio de Los Yébenes. Es una gran estructura E-W flanqueada al N y al S por los relieves cuarcíticos duros de las Sierras del Castañar-Los Yébenes y las Guadalerzas, respectivamente. Una primera cuestión a considerar es la asimetría morfológica transversal del Sinclinorio, ya que la génesis de las formas no son equivalentes a uno y otro lado de su eje longitudinal recorrido por los cursos fluviales del Algodor y el Milagro.

El sector septentrional está constituido por el piedemonte de la Raña en toda su extensión, mientras que el lado meridional está compuesto por diferentes generaciones de abanicos aluviales, siendo la Raña un elemento casi solamente conservado en la cuenca del río Milagro. La causa de esta asimetría está en la mayor acción remontante de los arroyos de la vertiente meridional, que han rebasado la primera alineación de las sierras de las Guadalerzas, dando como resultado cuencas de drenajes mayores que han evacuado gran cantidad de sedimentos hacia el Sinclinorio durante el Pleistoceno.

La Raña es una plataforma tendida, de perfil cóncavo, no muy disectada, que enlaza en su cabecera, aparentemente, con las laderas meridionales de las Sierras del Castañar y Los Yébenes. El valor de la pendiente puede alcanzar el 4 % en sus partes altas y oscila entre el 1,5 y 2,4 % desde las partes medias a su pie. Al igual que en la plataforma externa de los Montes de Toledo, se apoya sobre un sustrato de alteración, en este caso pizarroso, muy afectado por la edafogénesis subsiguiente al depósito de la Raña, al igual que los sedimentos del Plioceno superior cuando la Raña descansa sobre ellos.

Los abanicos aluviales están muy bien conservados y se encajan débilmente en la Raña, y entre ellos, los más desarrollados se encuentran en el valle del Algodor. Sus radios están girados hacia el NE, siendo el mayor de unos 5 km, medido en parte ya fuera de la Hoja.

Completan las formas erosivas-deposicionales del Sinclinorio de Los Yébenes las terrazas y los fondos de valle aluviales. El río Milagro tiene una secuencia de terrazas escalonadas,

bien preservadas, faltando sólo la de + 25-30 m. Incide, por otra parte, enérgicamente su red el piedemonte de la Raña y el sustrato antiguo infrayacente, al contrario que el río Algodor, que ha evolucionado de manera diferente por causa del basculamiento hacia el NE antes citado, construyendo un ancho valle holoceno con cauces anastomosados, aunque hoy la mayoría de ellos son no funcionales por estar colmatados.

Hidrológicamente, los ríos Algodor y Milagro pertenecen a cuentas diferentes: el primero, a la del Tajo, y el segundo, a la del río Bullaque que es tributario del río Guadiana. El punto divisorio de nacimiento de ambos sistemas fluviales, apenas perceptible en el terreno, se halla muy próximo al toponímico Los Navajos, en el límite de las provincias de Toledo y Ciudad Real.

5. HISTORIA GEOLOGICA

Una visión generalizada de la evolución geológica de la Hoja de Los Yébenes se ha obtenido a partir del trabajo realizado, la información de Hojas del Plan Magna próximas a ésta y de la bibliografía existente.

En el área de la Hoja de Los Yébenes la sedimentación del Cámbrico inferior, que en tiempos inmediatamente anteriores de había desarrollado en un dominio de talud-plataforma, sometido a numerosas oscilaciones del nivel del mar, pasa a facies más someras de plataforma terrígena y carbonatada (Areniscas del Azorejo, Calizas de la Casa de la Estrella, Convento de El Castañar, etc.).

Un intervalo sin sedimentación (Cámbrico medio y superior), junto con la erosión asociada a los movimientos de la fase sárdica, siguió hasta la transgresión ordovícica que originó la correspondiente discordancia basal.

Esta discordancia, en la Hoja de Los Yébenes, aparece como una paraconformidad, al menos en el paraje de La Rinconada, donde las capas superiores e inferiores a la misma presentan un marcado paralelismo como consecuencia de que, en este sector, la fase sárdica no produjo el plegamiento o basculamiento de la serie anteordovícica, sino tan sólo su emersión y erosión.

Tras la transgresión ordovícica, la sedimentación paleozoica está constituida por una sucesión de secuencias regresivas más o menos importantes, cada una de las cuales culmina con su correspondiente nivel de cuarcitas o areniscas. Las series más inferiores son esencialmente conglomeráticas y areniscas de alta energía litoral.

La Cuarcita Armoricana se caracteriza por su gran extensión superficial, una gran constancia de facies, ordenación en megasecuencias y paso a sedimentos de plataforma dominada por el oleaje. Las megasecuencias de escala métrica a decamétrica y de carácter normalmente estrato y grano creciente hacia el techo corresponden a la migración de las barras arenosas en una plataforma siliciclástica marina somera, movidas probablemente por corrientes mareales; los niveles de grano más fino y mayor contenido lutítico, corresponden a depósitos de zonas de interbarra y se formaron por la acción del oleaje de tormentas en áreas de la plataforma no colonizadas directamente por las barras arenosas.

Las alternancias de cuarcitas y pizarras situadas a techo de la Cuarcita Armoricana corresponden al ascenso relativo del nivel del mar, que desplazó lateralmente los depocentros de arena y supondría una cierta heterocronía de la Cuarcita Armoricana y el diacronismo del límite entre ésta y las alternancias (capas Pochico y similares).

Un cambio en las condiciones de sedimentación tuvo lugar en el paso al Ordovícico medio, ya que los materiales depositados son casi exclusivamente pizarras, siendo mínima la energía del medio.

La sedimentación pelítica y el ambiente reductor permitieron el desarrollo de una abundante fauna.

No existen en el área de la hoja otros sedimentos paleozoicos más jóvenes, si bien regionalmente se conoce la existencia del Devónico y Carbonífero.

La fase principal de compresión hercínica origina pliegues, esquistosidad, cabalgamientos y fallas. Las estructuras generadas son modificadas por una segunda fase, a la que sigue la intrusión de granitos y una fracturación tardihercínica.

A esta etapa de intrusiones pertenece el granito de Sonseca, que ocupa prácticamente la mitad N de la Hoja, siendo claramente posterior a las fases de deformación y anterior a la fracturación tardihercínica.

La zona carece de registro sedimentario mesozoico y el terciario aflorante es de edad muy reciente. Sin embargo, diversos autores coinciden en las generalizaciones siguientes de evolución geológica de los Montes de Toledo. Sería un país levantado durante el Mesozoico inferior y medio, sujeto a procesos de erosión y a los mecanismos de fracturación alpina, habiendo jugado un papel importante la reactivación de los accidentes hercínicos y tardihercínicos. En el Paleoceno es posible que se desarrollaran profundos perfiles lateríticos de alteración en una superficie poligenética de arrasamiento (MOLINA *et al.*, 1986). GEHRENKEMPER (1978) propone un modelo de evolución desde el final del Oligoceno, donde el nivel de cumbres actual, a 1.200-1.300 m, son restos de un peneplano que fue elevado 500 m durante la fase sálica (Castellana de otros autores), de la orogenia alpina. Al mismo tiempo, la erosión y la alteración del material comenzó y sus productos contribuyeron al relleno de la cuenca del Tajo y del Guadiana, aunque respecto a este último punto hay que decir que la abertura de la Llanura manchega es más reciente y de probable edad Neógeno superior. MOLINA *et al.* (o. c.), en cambio sugiere que durante gran parte del Paleógeno y probablemente en el principio del Mioceno, un «manto esmectítico» se desarrolló junto con inselbergs y pediplanos, bajo un clima de sabana.

Ambos autores coinciden en una nueva fase tectónica: para GEHRENKEMPER (o. c.), Miopliocena y Mioceno inferior-medio para MOLINA *et al.* (o. c.), que modela casi definitivamente el relieve actual, bajo condiciones climáticas tendentes a la aridez.

En el límite plio-pleistoceno un cambio climático y un ajuste tectónico favorece la formación del piedemonte de la Raña, que es un pediment con cobertera de detríticos accionados fluvialmente que reposan, bien sobre un manto esmectítico de alteración en granitos o sobre pizarras y facies pliocenas rojas en el Sinclinal de Los Yébenes.

Durante el Cuaternario, y una vez acaecido el basculamiento hacia el NE de la región, bajo un clima mediterráneo, con períodos más fríos y secos y otros más cálidos y húmedos, tienen lugar, alternándose, procesos de erosión y depósito con la formación de las terrazas y abanicos aluviales, y los procesos edáficos dominantes son los suelos rojos fersialíticos y el desarrollo de carbonataciones y costras calizas.

En el Holoceno, una acción morfogenética de importancia es la crioclasticidad que ha provocado el fraccionamiento de las crestas cuarcíticas culminantes de las sierras, dando como resultado pedrizas o canchales de ladera, siendo hoy algunos móviles. Por último, cabe también destacar la construcción del amplio fondo de valle del río Algodor por numerosos brazos fluviales de carácter anastomosado, quedando así configurada a grandes rasgos la fisonomía de la Hoja de Los Yébenes.

6. GEOLOGIA ECONOMICA

No existe en la Hoja ninguna explotación minera de cierta importancia. Algunas labores de reconocimiento, como las realizadas en la zona de El Castañar y en la finca de San Martín carecen de interés.

Las distintas rocas y formaciones existentes en la Hoja han proporcionado materiales para el acondicionamiento de pistas, caminos vecinales, piedras para construcción, etc. A este respecto sólo merece destacarse la antigua explotación para la fabricación de terrazos, de las calizas marmóreas aflorantes al este del Convento de El Castañar.

La utilización de estos materiales ha sido generalmente esporádica, intermitente y local.

Cabe destacar los siguientes:

— **Granitos:** Utilizados generalmente para piedra de sillería, mampostería, bordillos, etc. Las dimensiones de las canteras para su explotación son muy reducidas. Al oeste de la Hoja, y fuera de la misma, se encuentran las canteras de Ventas con Peña Aguilera.

— **Cuarcitas y areniscas:** Los materiales cuarcíticos suelen utilizarse como áridos para obras públicas y su aprovechamiento se realiza directamente de las pedrizas o pie de monte.

— **Zahorras:** Las mezclas de cantos, gravas y arcillas correspondientes a depósitos neógenos de piedemonte y aluviales de terrazas y fondos de valle, suelen utilizarse como áridos de compactación, aunque en la actualidad no hay ninguna explotación activa de cierta importancia.

6.1. HIDROGEOLOGIA

El sustrato, constituido fundamentalmente por rocas graníticas, conglomerados, cuarcitas, areniscas y pizarras, puede considerarse como impermeable. Sin embargo, la disyunción, diaclasamiento, fracturación y alteración que pueden presentar estos materiales les hace algo permeables y, en el caso de los granitos, la mayor profundidad de la arenización junto

con la fracturación dan lugar a acuíferos (30.000 a 90.000 litros/día) que son explotados para regar pequeñas huertas y dar de beber al ganado en los términos municipales de Sonseca y Orgaz.

También hay que señalar la presencia de mantos libres, poco potentes, superficiales, de escaso caudal y, generalmente, carentes de continuidad, especialmente en las pedrizas. Estos acuíferos funcionan de forma temporal, descargándose después de las precipitaciones. Los acuíferos colgados de los piedemontes son aún de menos interés por estar tapados todos sus huecos por arcilla edáfica de iluviación o por carbonataciones secundarias.

7. BIBLIOGRAFIA

- ALÍ MEDINA, M. (1945): «Notas Morfológicas de la región toledana», *Las Ciencias*, 10, 19, págs. 95-114.
- ALÍ MEDINA, M. (1947): «Datos geomorfológicos de la región toledana: el curso inferior del río Algodor y el principio de la Mancha», *Estudios Geográficos*, 27, págs. 313-340.
- ANDONAEGUI, P., y BARRERA, J. L. (1984): «Petrología de dos series graníticas peraluminicas del Valdeverdeja-Aldeanueva de Barbarroya (Toledo)», *Boletín del IGME*, 95, págs. 59-77.
- ANDONAEGUI, P., e IBARROLA, E. (1987): «Geocronología de los granitoides de Mora-Gálvez (Toledo)», *Memorias II Congreso de Geoquímica de España*, págs. 109-112.
- APARICIO YAGÜE, A. (1971): «Estudio geológico del Macizo cristalino de Toledo», *Estudios Geológicos*, 27, págs. 369-414.
- APARICIO, A.; BELLIDO, F.; BRANDLE, J. L.; GARCÍA, L.; SANTOS, V. (1983): «Caracterización de los granitoides hercínicos del sector centro-oriental del Sistema Central español», *Estudios Geológicos*, 39, págs. 271-306.
- APARICIO YAGÜE, A., y GIL CID, M.^a D. (1972): «Hallazgo de trilobites en el Cámbrico de los Montes-Isla de Toledo», *Estudios Geológicos*, 28, págs. 105-109.
- BOUYX, E. (1970): «Contribution a l'étude des formations ante-ordoviciennes de la Meseta Meridional (Ciudad Real et Badajoz)», *Memorias del IGME*, 73, págs. 1-273.
- BRENCHLEY, P. J.; ROMANO, M., y GUTIÉRREZ MARCO, J. C. (1986): «Proximal and distal hummocky cross-stratified facies on a wide ordovician shelf in Iberia». KNIGHT, R. J., y MC LEAN, J. R. (edit.): «Shelf Sands and Sandstones», *Canadian Soc. of Petroleum Geologist*, 12, págs. 241-255.
- CAPOTE, R.; GUTIÉRREZ ELORZA, M.; VEGAS, R. (1971): «Observaciones sobre la tectónica de las series precámbricas y paleozoicas del E de la provincia de Cáceres», *Boletín del IGME*, 82, págs. 147-151.
- CAPOTE, R., y HERNÁNDEZ, ERILE, J. L. (1971): «Los materiales preordovícicos de Despeñaperros (Sierra Morena Oriental)», *Estudios Geológicos*, 27.

- CASIANO DE PRADO, M. (1855): «La geologie d'Almadén d'une partie de la Sierra Morena et des Montagnes de Toledo», *Bul. Soc. Geol. France*, 212, págs. 3-24.
- CASIANO DE PRADO, M. (1856): «Memoire sur la Géologie d'Almadén, d'une partie de la Sierra Morena et des Montagnes de Toledo», *Bul. Soc. Geol. France* (2), 12, págs. 182-204.
- CORTÁZAR D. (1978): «Expedición geológica por la provincia de Toledo», *Bol. Com. Mapa Geológico de España*, 5.
- DEBON, F.; LEFORT, p. (1983): «A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations», *Transactions Royal Society of Edimburg. Earth Sciences*, 73, 135-149.
- DÍEZ BALDA, M. A. (1982): «El complejo esquistos-grauváquico. Las series paleozoicas y la estructura hercínica al sur de Salamanca», *Tesis Doctorales Universidad de Salamanca*, Fac. de Ciencias.
- GARCÍA ABAD, F., y MARTÍN SERRANO, A. (1980): «Relieve apalachiano», *Estudios Geológicos*, 36, págs. 391-401.
- GEHRENKEMPER, J. (1978): «Rañas und reliefgenerationen der Montes de Toledo in Zentralspanien», *Berliner Geographische Abhandlung*, 29, págs. 1-68.
- GIL CID, M.^a D.; PEREJON, A.; DE SAN JOSÉ, M. A. (1976): «Estratigrafía y paleontología de las calizas cámbricas de los Navalucillos (Toledo)», *Tecniterrae*, 13, págs. 1-19.
- GIL TOJA, A.; JIMÉNEZ-ONTIVEROS, P.; SEARA VALERO J. R. (1985): «La cuarta fase de deformación hercínica en la zona centroibérica del Macizo Hespérico», *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 9, págs. 91-104.
- GÓMEZ DE LLANERA, J. (1916): «Bosquejo geográfico geológico de los Montes de Toledo», *Traba. Mus. Cienc. Nat. (Geol.)*, 15, págs. 1-74.
- GÓMEZ DE LLANERA, J. (1923): «Guía Geológica de los alrededores de Toledo», *Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat. (Serie Geol.)*, 31, págs. 5-50.
- GUTIÉRREZ MARCO, J. C.; CHAUVEL, J.; MELÉNDEZ, B., y SMITH, A. B. (1984): «Los equinodermos del Paleozoico inferior de los Montes de Toledo y Sierra Morena (España)», *Estudios Geológicos* (2 tomos).
- GUTIÉRREZ MARCO, J. C.; RABANO, I.; PRIETO, M., y MARTÍN, J. (1985): «Estudio bioestratigráfico del Llavir y Llandeil, en la parte meridional de la zona centroibérica (España)», *Cuad. Geol. Ibérica*, 9.
- HAMMAN, W.; ROBARDET, M.; ROMANO, M. (1982): «The ordovician system in Southwestern Europe (France, Spain and Portugal)», *Publ. Intern. Un. Geol. Sci.*, 11, págs. 1-47.
- HAMMAN, W. (1983): «Calymenacea (Trilobita) aus dem Ordovizium von Spanien ihre biostratigraphie Okologie und systematik», 542, págs. 1-177.
- HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1911): «Itinerario geológico de Toledo a Urda», *Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat. (Ser. Geol.)*, 1, págs. 1-46.
- HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1929): «Datos geológicos de la Meseta Toledana Cacereña y de la fosa del Tajo», *Mem. R. Soc. Española Hist. Nat.*, 15, 183-202.
- HERRERO MATÍAS, M. (1988): «Mapa geomorfológico E 1:50.000 (Toledo-Sonseca)», Memoria Univ. Complutense/Inst. Geográfico Nacional, págs. 3-39.
- IBARROLA, E.; VILLASECA, C.; VIALETTE, Y.; FUSTER, J. M.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M.; CASQUET, C. (1986): «Dating of Hercinian granites in the Sierra de Guadarrama (SCS). Abstract of International Confer. Iberian Terranes (Oviedo).
- JULIVERT, M., y TRUYOLS, J. (1983): «El Ordovícico en el Macizo Ibérico», *Libro Jubilar José M.^a Ríos*, 1, págs. 192-246.
- JULIVERT, M.; VEGAS, R.; ROIZ, J. M.; MARTÍNEZ RIUS, A. (1983): «La estructura de la extensión SE de la zona centroibérica con metamorfismo de bajo grado», *Libro Jubilar José M.^a Ríos*, 1, págs. 477-490.
- LEÓN GÓMEZ, C.; JIMENO DIESTRO, G.; QUINQUER AGUT R. (1981): «Mapa Geológico de España, E. 1:50.000. Hoja núm. 711 (Las Gradalerzas)», *IGME*.
- LOTZE, F. (1956): «Über Sardische Breccien in Spanien und ihre Beziehungen zur assyrischen». Faltung Geotek Sympos. Zu Ehren von Stille, Stuttgart, págs. 128-139.
- LOTZE, F. (1961): «Sobre la estratigrafía del Cámbrico en España», *Notas y Comunicaciones del IGME*, 61, págs. 137-161.
- MALLADA, L. (1986): «Explicación del mapa geológico de España. Sistema Cambriano y Siluriano», *Memorias Com. Mapa Geol. España IGME*, 2, 20, págs. 1-515.
- MARTÍN ESCORZA, C. (1971): «Estratigrafía del Paleozoico en Mora de Toledo (Toledo)», *Boletín Real Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, 69, págs. 261-265.
- MARTÍN ESCORZA, C. (1974): «Estudio geotectónico del Paleozoico inferior de los Montes de Toledo Surorientales (Urda-Fuente del Fresno)», *Tesis doctoral*, Universidad Complutense de Madrid.
- MARTÍN ESCORZA, C. (1976): «Las "capas de transición", Cámbrico inferior y otras series preordovícicas (Cámbrico Sup.?) en los Montes de Toledo S Orientales». *Estudios Geológicos*, 33, págs. 591-613.
- MARTÍN ESCORZA, C. (1977): «Nuevos datos sobre el Ordovícico inferior. El límite Cámbrico-Ordovícico y fases sárdicas en los Montes de Toledo», *Cons. Geotec. Estudios Geológicos*, 33, págs. 57-58.
- MARTÍN SERRANO, A. (1986): «Mapa geológico de España a E. 1:50.000. Hoja núm. 710 (Retuerta de Bullaque)», *MAGMA. Mapa Geológico Nacional. IGME*.
- MERTEN, R. (1977): «Stratigraphie und Tektonik der Nordöstlichen Montes de Toledo», *Münster. Forsch. Geol. Paläont.*, Univ. Munster, 42, págs. 29-32.
- MIAL, A. D. (1985): «Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits», *Earth-Science Reviews*, 22, págs. 261-308.
- MIAL, A. D. (1978): «Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits:

- a summary». En A. D. MIAL (editor): «Fluvial Sedimentology», *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, págs. 597-604.
- MONTESERÍN, V. (1981): «Mapa geológico de España E. 50.000. Hoja 682 (Sevilleja de la Jara). MAGNA. Mapa Geológico Nacional de España. IGME.
- MONTESERÍN, V. (1984): «Cartografía geológica y Memoria de las Hojas MAGNA, núms. 15-27 (Sevilleja de la Jara), 14-26 (Valdeverja), 13-26 (Jaraicejo)». Mapa Geológico Nacional. IGME.
- MOLINA, E., y ALEXANDRE, T. (1978): «Estudio de las acumulaciones de carbonatos y procesos de alteración desarrollados bajo la superficie pliocena del Tajo. Granada», *Proceedings of the 5th Intern. Working Meeting on Soil Micromorphology*, págs. 501-521.
- MOLINA, E. (1980): «Alteración relict y morfogénesis del macizo cristalino de Toledo», *Studia Geológica Salmantica*, 16, págs. 15-25.
- MOLINA, E.; BLANCO, J. A.; PELLITERO, E.; CANTAÑO, M. (1986): «Weathering processes and morphological evolution of the Spanish Hercynian Massif», *International Geomorphology*, 1986. John Wiley and Son., 2, págs. 957-978.
- MORENO, F.; VEGAS, R.; MARCOS, A. (1976): «Sobre la edad de las series ordovícicas y cámbricas relacionadas con la discordancia "sárdica" en el anticl. de Valdelacasa (M. Toledo)», *Breviaria Geol. Astúrica*, 1, págs. 8-16.
- MORENO, F. (1977): «Estudio geológico de los Montes de Toledo occidentales», *Tesis Doctoral*, Univ. Complutense de Madrid.
- MORENO, F. (1977): «Tectónica y sedimentación de las series de tránsito (Precámbrico terminal) entre el anticl. de Valdelacasa y el Valle de Alcudia», *Studia Geológica*, 12, págs. 123-136.
- MORENO, F., y GÓMEZ, V. (1985): «Mapa Geológico de España E. 1:50.000. Hoja núm. 683 (Espinoso del Rey)». Mapa Geológico Nacional MAGMA.
- MUÑOZ JIMÉNEZ, J. (1976): *Los Montes de Toledo*. Dpto. Geografía de la Universidad de Oviedo. Instituto J. S. Elcano (CSIC).
- NOZAL, F. (1981): «Mapa Geológico de España E. 1:50.000. Hoja núm. 708 (Minas de Santa Quiteria)». Mapa Geológico Nacional MAGMA. IGME.
- NOZAL, F. (1984): «Cartografía geológica y Memoria de las Hojas E. 1:50.000: 15-28, Santa Quiteria; 14-27, Castañar de Ibor; 18-27, Aldeacentenera». Mapa Geológico Nacional MAGNA. IGME.
- NOZAL, F., y MARTÍN-SERRANO, A. (1988): «Hoja Geológica E. 1:50.000 de Anchuras (16-28). MAGMA. ITGE. Ministerio de Industria.
- PEREJÓN, A.; MORENO, F.; VEGAS, R. (1976): «Datación de las calizas del Cámbrico inferior de Los Navalucillos (Montes de Toledo). Fauna de arqueociatos». *Breviaria Geológica Astúrica*, 20, págs. 33-46.
- PÉREZ-GONZÁLEZ, A. (1982): *Neógeno y Cuaternario de la llanura Mancheca y sus relaciones con la cuenta del Tajo*, Edit. de la Universidad Complutense, 179/82, págs. 1-787.
- PORTERO, J. M., y DABRIO, C. J. (1988): «Evolución tectosedimentaria del Ordovícico y Silúrico de los Montes de Toledo meridionales y Campo de Calatrava». *Memorias II Congreso Español de Geología*.
- RAMSAY, J. C., (1967): *Folding and fracturing of rocks*. McGraw Hill.
- ROIZ, J. M. (1979): «La estructura y la sedimentación herciniana en especial el Precámbrico superior en la región de Ciudad Real-Puertollano». *Tesis Doctoral*. Universidad Complutense de Madrid.
- SAN JOSÉ LANCHÁ, M. A. DE (1969): «Nota preliminar sobre el estudio geológico de los alrededores de San Pablo de los Montes de Toledo», *Cuadernos de Geología Ibérica*, 1, págs. 335-345.
- SAN JOSÉ, M. A.; PELÁEZ, J. R.; VILAS, L.; HERRANZ, P. (1974): «Las series ordovícicas y preordovícicas del sector central de Toledo», *Boletín del IGME*, 85, págs. 21-31.
- SANTA TERESA, I.; CARBÓ, A.; CAPOTE, R.; CASQUET, C. (1983): «Geometría en profundidad del granito de Orgaz en base a datos gravimétricos», *Estudia Geológica Salmantica*, 18, págs. 237-250.
- TAMAIN, G. (1972): «Recherches géologiques et minières en Sierra Morena oriental (Espagne)», *Thèse. Univ. Paris Sud. (Centre d'Orsay)*.
- VAUDOUR, J. (1979): La región de Madrid, Alterations, soils et paleosoils. Ed. Ophrys, págs. 5-390.
- VEGAS, R.; ROIZ, J. M. (1979): «La continuación hacia el E. de las estructuras hercínicas de las regiones de Las Villuercas, Guadalupe y Almadén (C. Luso-or.alcu)», *Tecniterrae*, 8, págs. 1-5.
- VERNEUIL, E., y BARRANDE, J. (1956): «Description des fossiles trouvés dans les terrains siluriens et Devonien d'Almadén, d'une partie de la Sierra Morena», *Bull. Soc. Geol. France*, 12, 904-1025.
- VIDAL BOX, C. (1944): «La edad de la superficie de erosión de Toledo y el problema de sus montes-islas», *Las Ciencias*, 1, págs. 82-111.
- WINKLER, H. G. P. (1978): *Petrogénesis de rocas metamórficas*, Edit. Blume, Madrid.
- ZAMARREÑO, I.; VEGAS, R.; MORENO, F. (1976): «El nivel carbonatado de Los Navalucillos y su posición en la sucesión cámbrica de los Montes de Toledo Occ.», *Breviaria Geol. Astúrica*, 20, págs. 4-56.
- WEGGEN, K. (1955): «Stratigraphie und tektonik der sudlinchen Montes de Toledo (Spanien)», *Dias. Math. Natur. Fak. Univ. Münster*.